



**Naturalis**

Repositorio Institucional  
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



# Estudio geológico de la zona de la cortadera y alrededores, nordeste de Uspallata, Mendoza

**Cingolani, Carlos Alberto**

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Borrello, Angel V.

Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
1970

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20120126000639>

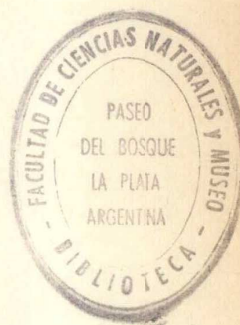
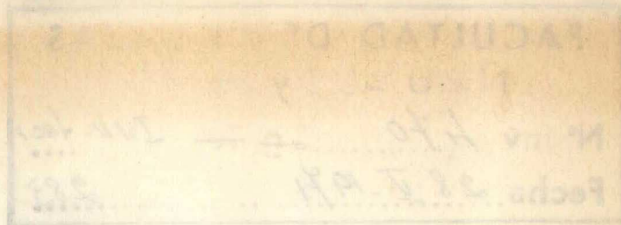


Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons  
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



**Naturalis**

Repositorio Institucional  
FCNyM - UNLP



ESTUDIO GEOLOGICO DE LA ZONA DE LA CORTADERA Y ALREDEDORES

NORDESTE DE USPALLATA, PROVINCIA DE MENDOZA

por

Carlos Alberto Cingolani

1970



A mis padres y hermanos

A la memoria de

Idalia Codoy de Sagastume  
Jorge Guillermo Degreef

## INDICE GENERAL

<u>I. PREFACIO</u>	1
<u>II. INTRODUCCION</u>	6
<u>III. GENERALIDADES</u>	10
1) Ubicación de la zona de estudio	10
2) Naturaleza del trabajo	11
a. Base topográfica	11
b. Recurso fotogeológico	11
c. Trabajo de campo	12
d. Trabajo de laboratorio	13
<u>IV. ANTECEDENTES GEOLOGICOS DISPONIBLES</u>	15
<u>V. RASGOS GEOGRAFICOS DEL AREA</u>	18
1) Orografía e Hidrografía	18
2) Clima	23
3) Fitogeografía	26
4) Zoogeografía	27
5) Población e industrias	28
6) Vías de comunicación	30
<u>VI. METODOLOGIA APLICADA EN LA INVESTIGACION</u>	31
<u>VII. SOBRE LOS ELEMENTOS DE ESTRUCTURAS TECTONICAS PRESENTES EN EL AREA DE ESTUDIO</u>	35
<u>VIII. ORGANIZACION GEOSINCLINAL DE LA ESTRUCTURA PALEOIDEICA</u>	36
<u>IX. EVOLUCION GEOSINCLINAL PALEOIDEICA (Cámbrico-Triásico)</u>	37
1) Ciclo estructural sedimentario	37
a. Caracteres de la vacuidad	37
a.1.- La vacuidad eugeosinclinal	38
. Antecedentes	38
. Distribución, límites y espesor	40
. Caracteres litológicos	46
. Sobre restos orgánicos de la vacuidad	58
. Edad geológica	59
. Caracteres formacionales y denominación	64
. Correlaciones	65

a.2.- La vacuidad miogeosinclinal . . . . .	68
. Antecedentes . . . . .	68
. Distribución, límites y espesor . . . . .	73
. Litología . . . . .	76
. Caracteres paleontológicos . . . . .	82
. Edad geológica . . . . .	83
. Caracteres formacionales, denominación y correlación . . . . .	83
b. El período del flysch . . . . .	85
b.1.- Consideraciones previas . . . . .	85
b.2.- Caracteres paleogeográficos del flysch . . . . .	88
b.3.- Los estudios precedentes sobre el flysch de la Precordillera . . . . .	90
b.4.- Consideraciones sobre la distribución del flysch en la Precordillera . . . . .	92
b.5.- El período del flysch en el área de estudio . . . . .	95
. Datos geológicos precedentes . . . . .	95
. Distribución del flysch en el área estudiada . . . . .	97
- Zona al Este de la quebrada de las Cuevas-quebrada del Alojamiento . . . . .	97
- Zona de la falda Oeste del Cordón del Alojamiento . . . . .	98
- Zona del Cordón Cortaderas . . . . .	98
- Zona situada al Norte del Cordón Agua del Jagüel . . . . .	99
. Descripción de los tipos de flysch del área estudiada . . . . .	100
a) El flysch tipo Villavicencio (Ortoflysch) . . . . .	100
b) El flysch tipo Este Quebrada de las Cuevas (flysch rojo). . . . .	105
c) El flysch tipo Oeste Cordón del Alojamiento . . . . .	107
d) El flysch tipo Cordón Cortaderas . . . . .	118
. Estratigrafía, correlación y edad de las unidades flyschoides estudiadas . . . . .	124
c. Consideraciones sobre el régimen molásico regional (Carbonífero) . . . . .	127

d. De las neomolasas (Triásico) . . . . .	129
. Aserto preliminar . . . . .	129
. Antecedentes geológicos y caracteres estratigráficos eomesozoicos en la inmediación. . . . .	130
. Descripción de los afloramientos . . . . .	133
. El límite inferior neomolásico . . . . .	135
. Desarrollo litológico de la neomolasa . . . . .	137
. Correlaciones y edad . . . . .	141
. Relaciones paleogeográficas de la neomolasa . . . . .	143
2) Ciclo Geomagnético . . . . .	144
a. Concepto preliminar . . . . .	144
a.1.- Magmatismo sinaico inicial (Ofiolitización). . . . .	145
. Distribución y antecedentes . . . . .	145
. Características geológicas . . . . .	150
. Consideraciones generales sobre las asociaciones ultrabásicas . . . . .	153
. Posofiolitización . . . . .	159
a.2.- Plutonismos . . . . .	161
a.3.- Secuevulcanismo (Permo-Triásico) . . . . .	161
a.4.- Vulcanismo final (Triásico) . . . . .	163
b. Correlación del magmatismo local . . . . .	163
3) Del desarrollo estructural paleoídico (Tectónicas) . . . . .	164
a. Fundamento preliminar . . . . .	164
a.1.- Tectónica embrionaria (Pretacónica) . . . . .	165
a.2.- Tectónica geosinclinal (Acádica-Bretónica) . . . . .	168
a.3.- Tectónica de fondo (Astúrica-Sudética) . . . . .	169
a.4.- Tafrogénesis (Palisádica-Kimmeriana ant.). . . . .	170
b. Edad de los procesos estructurales descriptos . . . . .	171



X. <u>SUPERPOSICION TECTONICA NEOIDICA (Terciario)</u> . . . . .	172
1) Referencia preliminar . . . . .	172
2) Antecedentes generales . . . . .	173
3) Ciclo sedimentario neofidico: Neomolasa (Terciario) . . . . .	175
4) Ciclo geomagnético (Vulcanismo neofidico). . . . .	177
XI. <u>NEOTECTONICA</u> . . . . .	181
Tectónica plio-cuaternaria . . . . .	181
XII. <u>SOBRE LA ESTRUCTURA TECTONICA EXPUESTA</u> . . . . .	182
XIII. <u>RECURSOS MINERALES-RECURSOS HIDRICOS</u> . . . . .	186
XIV. <u>LINEAS GEOMORFOLOGICAS DEL AREA DE ESTUDIO</u> . . . . .	190
XV. <u>SINTESIS DE LA HISTORIA GEOLOGICA</u> . . . . .	194
XVI. <u>CONCLUSIONES</u> . . . . .	197
<u>LISTA DE OBRAS CITADAS EN EL TEXTO</u> . . . . .	198
<u>LAMINAS</u> . . . . .	I - XXXI

#### LISTA DE FIGURAS

Fig. 1 - Ubicación de la zona de estudio . . . . .	10-11
Fig. 2 - Rasgos Oro-hidrográficos fundamentales . . . . .	19-20
Fig. 3 - Ubicación de la zona de La Cortadera-Los Alojamientos, dentro de la organización ortogeosinclinal . . . . .	36-37
Fig. 4 - Disposición de los olistolitos dentro del flysch negro. . . . .	115-116
Fig. 5 - Migración del metamorfismo en el flysch . . . . .	123-124

#### LISTA DE CUADROS

I - Esquema tecto-orogénico fundamental . . . . .	9-10
II - Cuadro geotectónico del sector de la Cortadera . . . . .	35-36

III - Tipos litológicos en el flysch negro . . . . .	117-118
IV - Tipos litológicos en el flysch Cortaderas . . . . .	122-123
V - Cuadro demostrativo de las principales características litológicas de los tipos de flysch . . . . .	122-123

#### ANEXOS

COLUMNA ESTRUCTURAL - SEDIMENTARIA y GEOMAGNETICA

MAPA GEOLOGICO (Escala 1:25.000)

CORTES GEOLOGICOS (Lámina XXII)

LLATA, PROVINCIA DE MENDOZA

por

Carlos A. Cingolani

Resumen

La comarca de estudio, tal como lo enuncia el epígrafe, constituye un amplio sector situado en la Precordillera entre el Sur de la Sierra de Tontal (San Juan) y la Sierra de Uspallata (Mendoza). Comprende en consecuencia una parte de la estructura montañosa del flanco occidental de la Precordillera del Oeste Argentino.

Dentro de su extensión de casi 400 kilómetros cuadrados son conocidos afloramientos de capas paleozoicas, mesozoicas y terciarias. Sometidas las series pertinentes a estudio geológico, resulta del examen geotectónico -posible de extender en La Cortadera con carácter singular por el desarrollo estructural del área- que los depósitos paleozoicos y mesozoicos (eomesozoicos) configuran el desarrollo de una estructura geosinclinal de ciclo paleoídico, mientras que los de fecha cenozoica pertenecen, bajo igual criterio, al ciclo neoídico.

Para el lapso paleoídico es discernido un geosinclinal (ortogeosinclinal). Lo componen un ambiente externo miogeosinclinal calcáreo dolomítico y otro interno eugeosinclinal, pelítico de origen en su sedimentación y vuelto filítico por el metamorfismo, en el que se conservan densas manifestaciones ofiolíticas de procedencia ultrabásica. Mio y eugeosinclinal, acusan en campo intermedio un régimen de transfacies. Representan a la vacuidad, que fuera recubierta por los llamativos tipos de flysch, en catenaria facial y en parte con indicios de metamorfismo regional de bajo grado.

Vacuidad y flysch previamente afectados por una historia tectónica de tipo embrionario (pretacónica) con brechas y olistolitos, sometidos a la enérgica acción de la tectónica geosinclinal (bretónica) se emplazaron en el área actual de la montaña como elemento positivo. No llegó a este ámbito el hacinamiento, potente a veces en otros parajes de la Precordillera, de las molasas. Solo las neomolasas eomesozoicas de parcial distribución testimonian la clausura del proceso orogénico precedidos por el vulcanismo riolítico secuente de tipo ignimbrítico que en visel yace con cierto desarrollo procedente del campo pliomagnético, vecino, de la Cordillera Frontal.

Las neomolasas están en superposición tectónica sobre la estructura de tectogénesis paleoídica. Mayor es aún la superposición tectónica que se advierte por encima con la exposición del manto vulcanítico del Neoídico (Terciario), de presencia aflorante saliente en el espacio meridional de La Cortadera y alrededores.

La falta de los plutonismos y del finivulcanismo no son circunstanciales en el área. El primero es una manifestación de zona interna geosinclinal (Cordillera Frontal); el segundo de zona externa y plataforma por excelencia. En consecuencia la zona de La Cortadera deberá ser considerada como zona intermedia, a lo cual convergen las condiciones tectónicas ya presentes desde el comienzo de la historia geosinclinal paleoídica con la tectónica embrionaria que forma una dorsal (occidental) en la mitad al poniente de la Precordillera.

Aunque la estructura tectónica quedó después de la historia del flysch integrada en su estilo fundamental por plegamiento con indicios de corrimientos la zona parautoctona de fecha bretónica, la tectónica plio-cuaternaria, de fallas, es la responsable de la fracturación tardía de los bloques de estructura expuesta a la observación en La Cortadera y en otros sectores de la Precordillera. Las líneas de fallas siguen una traza dominante de Norte a Sur. Efectos estructurales póstumos han combado nítidamente la cobertura pleistocénica, y esto determina una evolución neotectónica de importancia para comprender el alcance del diastrofismo neógeno y posneógeno en el interior del ámbito andino en el Oeste Argentino.

La comarca estudiada de paisaje desolado, privada de población, cuenta con puestos dispersos e instalaciones mineras reducidas que obtienen talco radicado en las ofiolitas, único producto que proporciona en el área, alguna actividad para la industria precaria del pirquín.



## I. PREFACIO:

En 1964, siendo aún alumno, comenzó mi tarea en la División Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata como colaborador en los trabajos de investigación que se realizaban sobre temas de geología moderna. Dos años después, desempeñándome en carácter de Ayudante Alumno en la Cátedra de Geología Histórica y posteriormente en 1967 como Encargado de Investigación con semidedicación, se abrió para mí la posibilidad de efectuar estudios metódicos en el campo atractivo y racionalizado de la geotectónica. En ese momento la División Geología estaba abocada al estudio sistemático de los geosinclinales del territorio argentino, a la par que se daba tratamiento a la preparación del Mapa Tectónico del país, problemas en los cuales tuve la suerte de poder participar y colaborar en numerosas salidas de campaña y tareas conexas de gabinete, principalmente relacionadas con la zona sur y centro del territorio nacional.

Para el desarrollo de esta actividad tuve la imperiosa necesidad de aprender inexcusablemente la nueva nomenclatura que la geotectónica moderna utiliza, en forma efectiva. Esto debe expresarse específicamente, pues la disciplina geotectónica permite discernir con claridad los procesos ocurridos durante la evolución de los geosinclinales, sin incidencias de los criterios convencionales conocidos que atañen desde antiguo a la cronología relativa y si se quiere, a la misma estratigrafía descriptiva.

Las tareas realizadas desde 1967 me permitieron obtener un buen bagaje de conocimientos que fueron aplicados en el trabajo que aquí comprende mi Tesis Doctoral.

Dar a conocer los pormenores geológicos salientes y la evolución geotectónica correspondiente, del área extendida en torno a La Cortadera, al Nordeste de Uspallata, Precordillera de Mendoza, constituye el esencial objeto de esta contribución científica.

El tema de investigación me fue propuesto por el Profesor Asesor Dr. Angel V. Borrello, en virtud de la variada cantidad de problemas geotec

tónicos y geológicos regionales, con los pormenores diversos que esta comarca presenta, para abordar una sistemática investigación enmarcada por la metología estructural de referencia.

El trabajo de campo fue realizado en tres campañas sucesivas: la primera llevada a cabo en noviembre de 1969; la segunda ocurrió durante la última quincena de enero y primera de febrero de 1970 y una última final de revisión y control, abarcó parte de los meses de abril y mayo de 1970, demandando en total la labor en el terreno, aproximadamente 80 días.

El área de estudio se encuentra en promedio a unos 2.000 m de altura sobre el nivel del mar. En general los desniveles morfológicos no son muy marcados, excepto en la parte nordeste del área estudiada, (sector del Corredón Alojamiento-Cerro del Cielo), donde escarpas y valles profundos dificultan en parte la accesibilidad.

El trabajo en la zona se cumplió así íntegramente con cabalgaduras, a excepción del área de explotación de mineral de talco, zona oeste del área investigada, donde se usó en parte los servicios de un automotor dado que existen numerosas huellas de vehículos de carga, que transportan el mineral mencionado a la estación ferroviaria de Uspallata, F.C.N.G.B. Fue utilizado a la vez el acceso por el río seco de las Cuevas hasta los puestos de Los Alojamientos y Las Cuevas. En este caso el uso de vehículo fue por demás precario y limitado, para alcanzar el sector de las poblaciones puesteras aludidas.

Durante la campaña de enero-febrero del corriente año, asistió al área de trabajo, durante algunos días, mi profesor asesor, con quien tuve la oportunidad de discutir in situ algunos problemas geológicos que se me habían presentado durante mis observaciones anteriores y recibir numerosas sugerencias y consejos acerca de las interpretaciones geológicas que permitieron el desarrollo del trabajo.

Previo a la labor de campo, me aboqué a la tarea de recopilación de antecedentes y datos bibliográficos atinentes a la constitución geológica

ca de la comarca examinada. Numerosos han sido los trabajos que se han consultado de tipo específico para el área. También fue preciso acudir a los datos existentes que se refirieran a comarcas vecinas. Por intermedio del Instituto Geográfico Militar y la Dirección General de Fabricaciones Militares, dispuse de la topografía y fotografías aéreas de la zona de estudio, respectivamente. Así todo lo expresado fue de incuestionable valor para apoyo de las tareas de campo a efectuar y confección de la cartografía de base.

En el tiempo de que dispuse entre las campañas realizadas, y luego del regreso de la última gira en Mayo del corriente al presente, me aboqué a la redacción del texto y a la preparación de todo el material gráfico en que el mismo había de fundarse. La construcción del mapa geológico anexo a este estudio y de perfiles, cortes y demás tareas inherentes de gabinete, reclamó mi atención preferente desde el comienzo de mi labor de Tesis.

Debo dejar constancia aquí de mi agradecimiento a las personas que me han ayudado y alentado en esta tarea. En primer lugar a mi Profesor Asesor Dr. Angel V. Borrello, quien con verdadera vocación de maestro supo dirigirme y orientarme en la labor geológica desde mi época de estudiante a la actualidad, su asesoramiento brindado de continuo lo menciono por haber dado un apoyo seguro a la ejecución y término de mi labor que aquí someto a la consideración de mis profesores y colegas.

Mi reconocimiento expreso al colega y amigo Ricardo Varela, quien me acompañó durante la primer campaña, además de permitirme discutir juntos problemas presentados en laboratorio y gabinete. También al entonces alumno de geología Pedro Grandi, por su colaboración en campaña durante una semana.

A mis colegas de la División Geología, Osvaldo Schauer, Jorge Antonioli, Ubaldo Zucolillo, Raúl Scanavino, Eduardo Méndez y Martín Guichon, vaya mi agradecimiento por su constante y efectiva consideración ofrecida a mis consultas.

Al Dr. Jorge Kilmurray le recuerdo con gratitud por haber contri-

buido con numerosas descripciones petrográficas que sirvieron de apoyo fundamental a la interpretación geológica realizada a este fin. También al Dr. R. Andreis, y a los Geólogos L. Dalla Salda, L. Spalletti, M. Mazzoni, J. Scalabrini Ortiz, con quienes he discutido problemas petrográficos presentados. Al Dr. M. Iñiguez por la ayuda prestada en las determinaciones por rayos X, de diversas muestras.

Destaco los consejos importantes vertidos ante mis consultas por el Dr. Alfredo J. Cuerda, quien con notable claridad supo canalizar algunos problemas presentados oportunamente. Dejo constancia también de la deferente atención, apoyo y sugerencias diversas brindadas por el Dr. Edgardo Rulleri y por el Dr. Mario Teruggi.

A los pobladores de aquellas solitarias regiones, mi más sincero agradecimiento, especialmente a Julián y Alejandro Aguilera, del Puesto Los Alojamientos, quienes proporcionaron cabalgaduras y oficiaron en parte de baqueanos y lo que es más importante me ofrecieron desinteresadamente su hospitalidad y amistad personal. También a Doña Eufemia Baldebenitez de Suarez, su hijo Felipe Suarez y Don Melitón Suarez, del Puesto Las Cuevas, por brindarme deferentemente facilidades diversas y permitirme la instalación del campamento durante la mitad de la campaña, cercano al puesto mencionado.

Como baqueanos, amén de los ya mencionados, dispuse de los servicios efectivos y valiosos de Don Eduardo Sixto Gimenez, actualmente operario del Puesto Las Cuevas, quien con probada solvencia me acompañara y ayudara en parte de las tareas de campo por las cercanías de dicho puesto. Don Erasmo Villarreal, con quien trabajara durante más de un mes por la zona de los Alojamientos a La Cortadera, merece mi agradecimiento.

Como parte de mi labor se cumplió paralelamente con estudios que financió la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, expreso mi reconocimiento a este Organismo donde por otra parte, como investigador iniciado logré en su medio las facilidades y el marco enjundioso superior que siempre contribuye a elevar la inspiración en el grave y reflexivo trance intelectual del trabajo científico.



No puedo olvidar a la Facultad y a su medio. Allí, antes como alumno y ahora como egresado, sentí el impulso por los problemas científicos de nuestro tiempo. Habré en mi fuero íntimo siempre un gratísimo recuerdo por haber sido un geólogo salido de sus aulas y formado por maestros serios que reiteran la permanente y tradicional escena de sus mayores, forjadores de una escuela que es honra de los que alcanzamos emocionados el grado doctoral de la Universidad.

## II. INTRODUCCION:

Durante medio siglo, esto es entre 1910 y 1960 la Precordillera fue la clásica área de la geología paleozoica del país. Así se entiende de la obra de máxima expresión brindada por Stappenbeck, Keidel, Bodenbender, Heim, Braccacini y otros que contribuyeron al conocimiento de esta cadena con trascendentes estudios analíticos diversos. Además la Precordillera representa el asiento de una considerable investigación ininterrumpida en materia paleontológica y bioestratigráfica. El Silúrico (Ordovícico) y el Devónico lucieron como expresión estratigráfica desde la época de Stelzner y Kayser, y de Bodenbender, Stappenbeck y Clarke. Mientras que el Neopaleozoico y Triásico se constituyeron en la sede de las floras, que estudiadas por Kurtz, Frenguelli y otros brindaron la ocasión de comprobar el alcance paleobiogeográfico de los llamados Territorios de Gondwana en el espacio argentino. Más recientemente la Precordillera sirvió como ejemplo de la evolución de faunas marinas del Ordovícico (s. str.) sobre la base de la clasificación hecha por Harrington y Leanza y en parte por Rusconi, entre otros. Pero fue el hallazgo sucesivo de las faunas cámbricas lo que valorizó el desenvolvimiento de las facies calcáreas y calcáreo-dolomíticas de la mitad oriental de la Precordillera en los lindes de San Juan y Mendoza. Rusconi, Leanza, Harrington, C. y V. Poulsen y más recientemente Borrello, brindaron con su esfuerzo aportes de indiscutible mérito. Hoy esta secuencia cámbrica es la mejor conocida y acaso la única representativa de los paleoandes pacíficos en toda la extensión del continente sudamericano. Keidel y Du Toit, y otros autores, atrajeron la atención por los estudios del glaciarismo neopaleozoico y de los caracteres paleogeográficos que unen el ámbito de la Precordillera con otros de la Argentina y el campo "Samfrau" introducido por el segundo de los grandes investigadores mencionados.

Con cierta autonomía se dió entre las décadas del 20 al 60 la configuración y el desarrollo del magmatismo sobre todo de la Cordillera Frontal por medio de las sucesivas obras de Stappenbeck, Groeber y Polanski. Precordillera y Cordillera Frontal se constituyeron así en elementos morfoestructurales independizados y si no fuera por la "raiz" metamórfica de Boni-

lla, casi no existirían estructuralmente conexiones íntimas entre ambos que sirvieran para identificar a la par los procesos que guardaron en conjunto las condiciones del mutuo descubrimiento que las une en espacio y tiempo geológicos.

A partir de 1960 y con motivo de la investigación geosinclinal del país la División Geología de la Facultad de Ciencias Naturales de La Plata, abordó el análisis geotectónico de las cadenas de todo tiempo geológico. La Cordillera Frontal y la Precordillera quedaron comprendidas por los trabajos de Borrello en un ámbito geosinclinal de grandes proporciones. El examen geotectónico pertinente estableció que las dos unidades resaltan como tipo del geosinclinal paleoóidico. El Paleóidico como era tectónica abarcada por el vasto lapso paleocámbrico-neotriásico -superando los términos del tiempo estratigráfico paleozoico- adquirió una inestimable jerarquía estructural. Fue definida la doble unidad Cordillera Frontal-Precordillera como geosinclinal ortogeotectónico por comprender una organización y evolución completas en lo que atañe a un óvalo ortogeosinclinal con secuencias íntegras en los ciclos geosedimentarios, geoestructural y geomagnético. Geosinclinales semejantes y naturalmente puros en lo que concierne al desenvolvimiento estructural, solo se encuentran bajo índole multicíclica paralela, en los Appalaches en los Estados Unidos de Norteamérica y en los Urales de Eurasia soviética. La Precordillera es zona miogeosinclinal; la Cordillera Frontal asoma como zona eugeosinclinal solo proyectada hacia el Este en el sector de Uspallata con facies semejantes en el Sudoeste de la Precordillera de Mendoza.

Los procesos de vacuidad, flysch, molasa y neomolasa; los del magmatismo símaico inicial (ofiolitas y posofiolitas): platonismo sinorogénico e intercedente, este último ligado al secuevulkanismo y el finivulcanismo; y la embriotectónica, geosinclinal, tectónica de fondo y tafrotectónica, en el desarrollo de sus sendos ciclos, son ejemplo de la geología geosinclinal de la Precordillera y Cordillera Frontal duplo en el tipo Paleóidico de la Argentina.

En esta escena de marco geológico superior para la investigación geotectónica cabía pues penetrar para efectuar estudios científicos que justifiquen los propósitos de una labor doctoral.

La comarca de La Cortadera y sus alrededores inmediatos se caracterizan por ofrecer un cuadro geológico magnífico que toma buena parte del esquema propio de la evolución geotectónica paleoídica. Esta área abarca un sector de la zona eugeosinclinal a que se ha hecho referencia más arriba. En su medio se conservan las particularidades del campo interno ortogeosinclinal que es característico de la Cordillera Frontal. Sin embargo la zona situada al Este del valle de Uspallata configura el extremo eugeosinclinal paleoídico de la Precordillera. En esta estructura el sector filitizado que desde el río Mendoza pasa al Norte de Bonilla, termina en sus afloramientos inmediatamente al Norte de La Cortadera, sobre el límite San Juan-Mendoza, donde van gradualmente acuminándose los asomos de la vacuidad y sobre la misma se suceden las potentes hiladas del flysch. Al Sur del río Mendoza la vacuidad eugeosinclinal pasa a través del cerro del Médano al zócalo de la cobertura molásica y en parte posee techo flyschoides del tipo de zona interna.

En suma: en La Cortadera la geotectónica es procedente para el examen regional sistemático. Pueden estudiarse con suficientes pormenores los regímenes de la vacuidad eugeosinclinal y de la vacuidad ortogeosinclinal. Incluso es factible la investigación de las relaciones estructurales internas del ortogeosinclinal. El flysch muestra caracteres de facies diversas en el área; su sobreposición a las vacuidades configura un cúmulo de excelentes problemas para la consideración de los movimientos embriotectónicos. Orto-flysch y flysch negro son tipos salientes en el régimen de la sedimentación de la preorogénesis. La vacuidad y el flysch, del hem ciclo de la tectogénesis son distintivos para el sector de La Cortadera particularmente si se tiene en cuenta que la vacuidad eugeosinclinal se distingue por el considerable desenvolvimiento de la ofiolitización. La olistolitización, es a la vez, la característica dominante del flysch negro.



La tectónica principal geosinclinal que arrumbó en compleja estructura a la vacuidad y el flysch determinó condiciones para la evolución de la orogénesis. En este subciclo se destacan las neomolasas y el secuevulcanismo, expandido este último al dilatado ambiente de la Cordillera Frontal. Las molasas solo están a la vista en la periferia distal de la comarca estudiada siendo Uspallata el asiento de las sedimentitas carbónicas que son propias de este tectonotema en la tardiorogénesis.

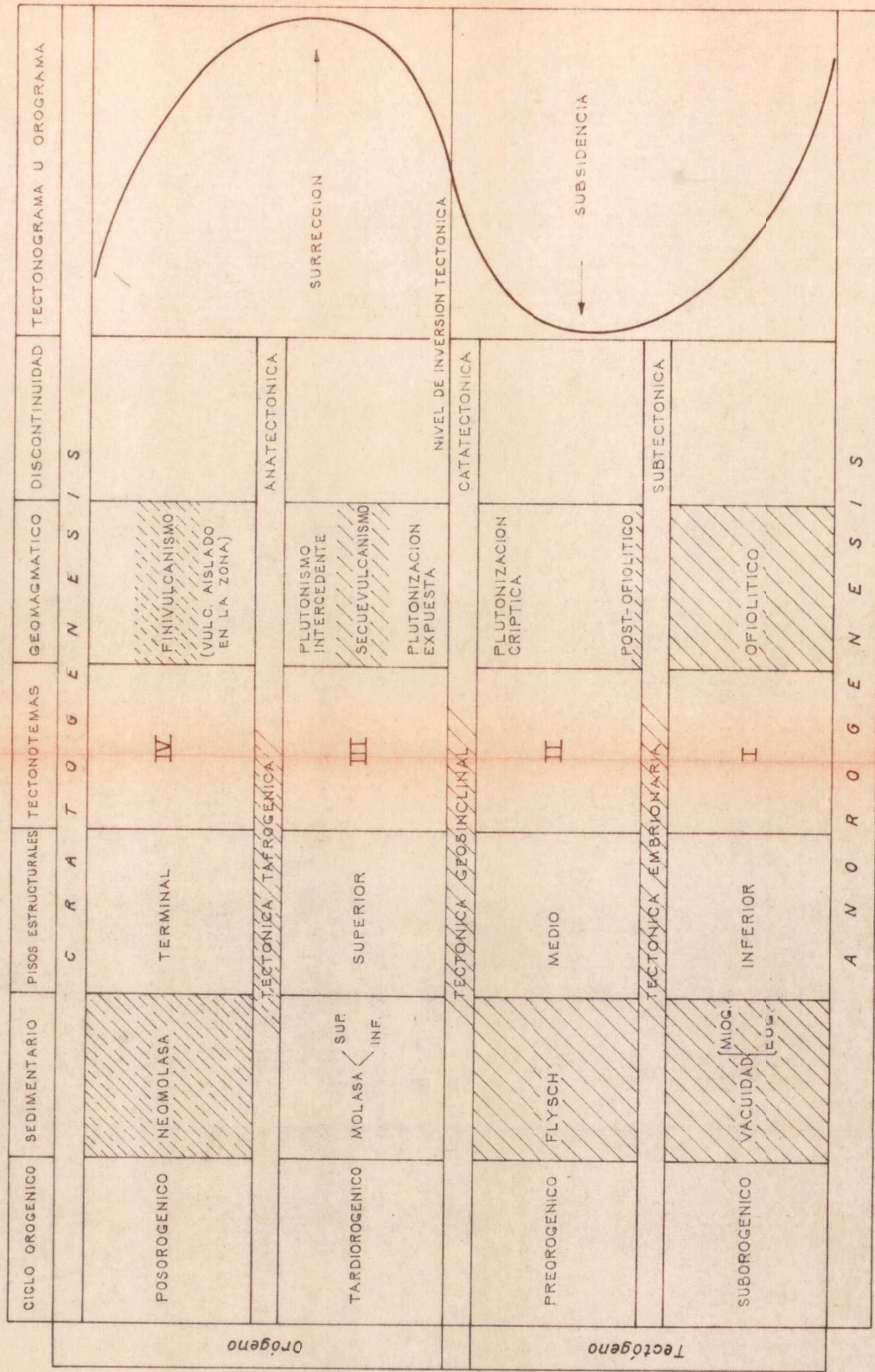
Los aspectos que pueden ser tratados también en La Cortadera es la depositación neomolásica y en parte vulcanógena del Terciario; caen por esto en el dominio de la era tectónica neóidica con que se cierra la historia de la corteza en las áreas continentales del presente. En este sentido la cobertura neóidica sobre la estructura geosinclinal del paleoóidico determina una superposición tectónica de orden mayor. Es pues el de las tectónicas superpuestas dentro del ciclo paleoóidico y por encima de su estructura otro de los problemas que caben ser considerados con rigor científico. Aparte de revelar las conexiones en la secuencia de las eras tectónicas evidencian la progresión de los pisos estructurales en el decurso de los tiempos paleozoico-triásico, ligados al magmatismo geosinclinal.

Respecto de la tectónica el área de La Cortadera facilita tras su estudio la comprensión del plegamiento herciniano y las condiciones de las dislocaciones neóidicas. El cuadro estructural expuesto a la observación dominado por las fallas plio-cuaternarias, no oculta la intensidad de la tectónica neopaleozoica sobresaliente por la índole del estilo del plegamiento discernible después de todo como representativo de un control a zócalo.

El estudio geotectónico en el que se aplica la sistemática estructural sedimentaria (tectonotemas) ha facilitado el manejo de la geología formacional y racionalizado la aplicación del conocimiento geológico para el estudio comparado de áreas extensas entre las que en su magnitud coinciden con el sector de La Cortadera. Además de facilitar al suscripto los recursos para la clasificación de los procesos que distinguen la evolución de la Precordillera en el área abarcada en torno a La Cortadera y sus alrededores inmedia-

# CUADRO I

UBICACION DE LAS FASES SEDIMENTARIAS (TECTONOTEMAS) Y GEOMAGMATICAS PRESENTES EN LA ZONA DE LA CORTADERA, DENTRO DEL ESQUEMA TECTO-OROGENICO FUNDAMENTAL.-



BASADO EN A.V. BORRERO, 1968

ESTRUCTURA PALEOIDEICA (CAMBRICO-TRIASICO)

SUPERPOSICION NEOIDEICA (TERCIARIO)

tos.

Concluyendo: la presentación del caso culmina al expresarse que, si bien se ha procedido a estudiar todos los aspectos señalados con la mayor minuciosidad posible, la investigación no se considera agotada, y siempre habrá margen para extender e intensificar en adelante los estudios y trabajos que por sobre todas las cosas serán siempre una imposición del tiempo y del conocimiento geológico propio del país.

### III. GENERALIDADES

#### 1) Ubicación de la zona de estudio:

Como parte integrante de la Precordillera, la zona investigada se halla emplazada en la extremidad norte de la provincia de Mendoza, Departamento de Las Heras, casi sobre el límite con San Juan, entre los dos grandes cuerpos montañosos que al efecto componen por el Norte la Sierra de Tontal y por el Sur la Sierra de Uspallata. (ver Fig.1)

En línea recta la zona está ubicada a 30 km al Nordeste de la villa de Uspallata. Hállase unida a esta localidad por el acceso a la ruta nacional nº 7, que vincula a la ciudad de Mendoza con Las Cuevas y Chile, pasando por Villavicencio. Aproximadamente 12 km separan el borde sur de la zona con la ruta nacional nº 7.

La comarca en parte es conocida por la presencia de numerosas explotaciones de talco y serpentinitas del sector de La Cortadera, cuyos trabajos mineros se han iniciado en el siglo pasado.

La zona de estudio se encuentra delimitada aproximadamente por las coordenadas geográficas siguientes: al Norte  $32^{\circ} 12'$ ; al Sur  $32^{\circ} 23' 30''$ ; al Oeste  $69^{\circ} 12'$ ; y al Este  $69^{\circ} 00'$  (Oeste de Greenwich).

Abarca el sector centro-norte de la hoja topográfica, Cordón San Bartolo y la casi totalidad de la denominada Cordón del Alojamiento, ambas en escala 1:50.000, publicadas por el Instituto Geográfico Militar.

[illegible]

Fig. 1 EL AREA EXAMINADA SE HA DISTINGUIDO CON RAYADO OBLICUO



El extremo norte de la zona investigada, queda delimitado por la traza imaginaria que une el faldeo norte del Cerro del Cielo, con las últimas estribaciones hacia el sur del Cordón del Peñasco (Quebrada de las Cortaderitas) inmediatamente al Sur de la Quebrada de Montaña.

Hacia el Sur el límite se extiende hasta la Pampa Fría, abarcando en parte el extremo norte del Cordón San Bartolo (último exponente hacia el Norte de la Sierra de Uspallata) y del Cordón Agua del Jagüel, aproximadamente a la altura de la bifurcación de caminos, que llevan por un lado hacia las explotaciones de talco de La Cortadera y por otro hacia los Puestos Las Cuevas y Los Alojamientos. La Pampa Seca constituye casi todo el límite oeste, solamente hacia el Sudoeste es interrumpido por el borde occidental del Cordón Agua del Jagüel. La traza meridiana de  $69^{\circ} 00'$  constituye al efecto el límite oriental, sobre el cual no existe ningún accidente geográfico remarcable.

La superficie total relevada alcanza a  $395 \text{ km}^2$ , aproximadamente.

## 2) Naturaleza del trabajo:

a) Base topográfica: Según en parte se expresara, fueron utilizadas como base topográfica las planchetas en escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar denominadas Cordón San Bartolo y Cordón del Alojamiento. Las hojas mencionadas permitieron efectuar el relevamiento geológico con bastante precisión, aunque se notaron algunas imperfecciones toponímicas diversas. La cartografía de aquella escala fue ampliada mediante el recurso fotográfico, a escala 1:25.000, que fue la adoptada como base topográfica final para la presentación del mapa geológico adjunto.

Además se contó con cartografía en escala mayor, v.gr. la hoja Ramblón, al 1: 200.000 publicada por el Instituto Nacional de Geología y Minería, de la cual la zona estudiada ocupa su sector oeste-centro. También se utilizaron en el caso las hojas topográficas del Instituto Geográfico Militar en escalas 1:100.000 y 1: 500.000, que fueron subordinadamente consultadas durante el trabajo de gabinete.

b) Recurso fotogeológico: Las fotografías aéreas tomadas por cuen-

ta del Plan Cordillerano Centro (Dirección General de Fabricaciones Militares), pertenecientes en parte a los vuelos 6902-30, 6903 A y 6904 A, del ordenamiento respectivo del programa, fueron de indudable importancia para la labor de campaña, pues permitieron reconocer con detalle los diferentes aspectos geológicos presentados en el terreno, así como también tener un panorama regional completo de la zona de trabajo. Esto mucho ayudó para elaborar el plan de tareas a desarrollar en el campo, en el tiempo disponible, sobre todo teniéndose en cuenta que se trata de una zona de casi 400 km<sup>2</sup> de su superficie, que debía ser estudiada en detalle.

Se utilizó un total de 15 fotografías aéreas que cubrían íntegramente la zona, incluso con el "overlap" correspondiente para permitir la visión estereoscópica en toda su superficie. El tamaño de las vistas aéreas es de 23 x 23 cm.

Mosaicos en escala 1:50.000, con la denominación de Fabricaciones Militares, D<sub>2</sub>SO y en escala 1:200.000, D<sub>2</sub>, complementaron el recurso aerofotográfico con que se contó en la eventualidad.

En gabinete, previo a la segunda salida de campaña, se delimitaron en parte los diferentes conjuntos litológicos, discernibles mediante examen estereoscópico. Esto permitió asistir a las dos últimas campañas con un panorama aproximadamente conocido del terreno sujeto a estudio de detalle y de carácter sistemático.

c) Trabajo de campo: Fue cumplido en la total extensión del área abarcada con cabalgaduras, contando al efecto con la ayuda de baqueanos, que con considerable solvencia cumplieron su función específica y aportaron los nombres geográficos de cada sector visitado con minuciosidad objetiva y segura.

A medida que eran reconocidos distintos aspectos geológicos se consignaron los datos sobre las fotografías aéreas cubiertas con papel de acetato. Instrumentos auxiliares comunes en la labor geológica fueron utilizados en la eventualidad, a saber: brújula geológica tipo Brunton, cinta métrica

de 25 m y telémetro de coincidencia. Se confeccionaron croquis rápidos de los lugares más interesantes y se tomaron las respectivas fotografías, para documentar las interpretaciones obtenidas.

Gran número de muestras de rocas han sido recogidas, de las cuales se han efectuado cortes delgados en los casos más representativos. Atención continua se prestó a la búsqueda de fósiles, sin descuidar por esto las observaciones generales.

Practicamente toda la zona es accesible con cabalgaduras, a excepción ya mencionada, del extremo nordeste del relevamiento y algunos sectores del Cordón del Alojamiento, en que escarpas muy empinadas impiden la observación directa. Los demás puntos fueron reconocidos con detalle sin problemas mayores.

Hacia la zona de explotaciones de talco ubicadas en el extremo occidental del trabajo, numerosas huellas de camiones cubren toda el área, las cuales en parte fueron utilizadas para el acceso del vehículo; lo mismo para algunos sectores de la Quebrada de las Cuevas y Quebrada del Alojamiento.

La falta de agua en casi toda la zona, obligó a efectuar los campamentos en las inmediaciones a los puestos de Las Cuevas y Los Alojamientos, los cuales cuentan con pequeños manantiales de agua potable que utilizan para consumo propio y de animales, sin inconvenientes y durante toda época del año.

Los perfiles levantados fueron realizados con brújula y cinta métrica o pasos. También ayudaron en esta labor las fotografías aéreas y las planchetas topográficas precedentemente mencionadas.

d) Trabajos de laboratorio: Todo el material coleccionado durante la labor de campaña fue sometido a un estudio lo más completo posible en gabinete. Se intensificó la tarea en aquellos conjuntos litológicos que presentaban mayores problemas o dudas, respecto de su naturaleza petrográfica exacta.



Con los resultados obtenidos por el análisis de gabinete de las muestras recogidas, más las observaciones efectuadas en campaña y la consulta de una amplia bibliografía, fue redactado el trabajo aquí expuesto.

En lo que se refiere a la parte petrográfica debemos decir que se efectuaron 55 cortes delgados de rocas de las diferentes secuencias litológicas encontradas en el área de trabajo, los cuales fueron observados por el Dr. Jorge Kilmurray en sus pormenores esenciales, siguiéndose en el caso las clasificaciones modernas utilizadas en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, para cada tipo litológico estudiado.

A pesar de que la búsqueda de fósiles fue intensa en el campo, muy pocos fueron los ejemplares recogidos en esta eventualidad. Los especímenes problemáticos encontrados en el flysch de la comarca fueron sometidos a estudio en la División Geología de la Facultad por el Dr. Angel Borrello llegando a determinar en este caso la presencia de Nereites sp., entre otros. Algunas muestras pelíticas correspondientes a la secuencia flyschoides también fueron analizadas con el objeto de la búsqueda de microfósiles. Lo mismo que las rocas silíceas asociadas a filitas de la vacuidad eugeosinclinal. En ambos casos los resultados fueron negativos.

Restos plantíferos mal conservados fueron colectados en las inmediaciones del Puesto Los Alojamientos, alojados en rocas del tiempo terciario. Lamentablemente debido a su estado, no fue posible encarar la clasificación respectiva, llevada a cabo en la División Paleobotánica de la Facultad.

En los laboratorios de la División Petrografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, efectuó el Dr. M. Iniguez análisis por difracción de Rayos X, de cinco muestras de sulfatos encontrados, formando pequeños mantos dentro del flysch negro.

Asimismo cuando se presentaban dudas en los cortes petrográficos luego del estudio en microscopio de polarización sobre algunos minerales, especialmente arcillosos, fueron analizados por el método de Rayos X, por el citado investigador.

#### IV. ANTECEDENTES GEOLOGICOS DISPONIBLES

Desde mediados del siglo pasado la Precordillera fue objeto de numerosos estudios geológicos y mineros. Las investigaciones comenzaron con las referencias vertidas por Darwin (1846) a raíz de sus viajes por el Paramillo de Uspallata. Siguiéronle algunas observaciones generales efectuadas al efecto en la comarca por H. Burmeister (1861 y 1876). Más importantes en el caso resultaron las investigaciones realizadas por Stelzner (1878) designando a las cadenas que se elevan en las provincias de Mendoza y San Juan, con rumbo Norte-Sur, delante de la Cordillera Principal, con el nombre de "Anti-Cordillera". Este autor efectuó además la recolección de faunas importantes que fueron estudiadas por Kayser (1878, in Stelzner, 1878).

En 1888 comienzan los estudios geológico-mineros del esforzado investigador que fuera Avé-Lallemant, quien realizó el examen de la parte septentrional de la Sierra de Uspallata, publicado en 1890, donde cita la presencia de "Esquistos Hurónicos", calizas, grauvacas, diabasas y serpentinitas para el área de La Cortadera-Los Alojamientos. Sus observaciones son de notable exactitud para la época, en parte algunos conceptos vertidos por este autor permanecen aún en vigencia. Completó sus estudios con un mapa geológico en escala 1:200.000, efectuados con triangulaciones propias y eficientes para el grado de trabajo topográfico de la época.

Publicó Brackebusch (1891) su extenso Mapa Geológico del interior de la República Argentina, en el cual marcó los terrenos aflorantes en la zona examinada, con el detalle permitido por la escala 1:1.000.000. El mapa fue construido sobre los datos existentes a la época, más las observaciones propias del autor durante los años 1875-1888; posee por sobre todos los hechos el mérito de haber indicado por primera vez y bajo forma genérica la constitución geológica de los ámbitos andinos reconocidos a través de su labor

Avé-Lallemant (1892) da a conocer nuevas observaciones sobre la constitución geológica del Departamento de Las Heras, reiterando en parte lo mencionado en su trabajo anterior (1890). Agregó la ubicación por coordenadas geográficas de los distintos accidentes del terreno reconocidos.

Referencias ligeras sobre la zona estudiada, ofreció Bodenbender (1902), con motivo de su trabajo sobre la Precordillera de San Juan y Mendoza y de las sierras centrales de la República Argentina. Señalamos como de importancia el hecho de que este autor fuera el que aplicara el concepto de "Precordillera" a las serranías que se extienden desde el río Guandacol en La Rioja y llegan al río Mendoza en la provincia homónima, vocablo que venía deslizándose en la toponimia del Oeste argentino desde el siglo anterior.

Años más tarde Stappenbeck (1910) publicó su conocida obra sobre la Precordillera de San Juan y Mendoza, pilar fundamental sobre el que se basaron los trabajos sucesivos y continuados de autores posteriores. Para la zona estudiada, citó la presencia del "Sistema Siluriano", "Sistema Devoniano", "Estratos de Paganzo", "Estratos Calchaquenos", "Rocas cristalinas" (sic); también brindó consideraciones diversas aunque someras sobre la tectónica general del área. Trata los diferentes yacimientos de minerales y las aguas subterráneas del área. Perfiles transversales de gran extensión que destacan la disposición geológica de los diferentes estratos y un mapa geológico de notables características configuran un valioso complemento a su estudio aludido.

Las muestras recogidas por Stappenbeck años anteriores fueron motivo de estudio petrográfico exhaustivo por parte de Stieglitz (1914) en Munich, al efecto suministra este autor descripciones de rocas diversas que componen en parte la geología del área de estudio.

Con relación a la investigación de las aguas minerales de la provincia de Mendoza, efectúa Groeber (1937) consideraciones geológicas generales sobre la mencionada provincia, involucrando la zona que nos ocupa, en su mapa geológico en escala 1:2.000.000. Posteriormente (1939) el mismo autor publica en escala menor otro mapa geológico de la provincia, acompañando breves consideraciones generales sobre el área de referencia.

Más tarde Bracaccini (1946) se refiere a la constitución geológica de la Precordillera de San Juan y Mendoza, en base a observaciones propias y otras obtenidas de autores precedentes. No efectúa trabajos detallados en nuestra zona de estudio.

Para el sector oriental del Cordón del Alojamiento y alrededores del Cerro del Cielo, Martínez (1947) realizó un detallado relevamiento geológico donde señala la presencia de "Proterozoico", "Cambro-Ordovícico", "Pérmico" y "Terciario" (sic). La zona relevada por Martínez corresponde en parte al extremo sector nordeste del área mapeada.

Buenanueva (1949) realiza un amplio trabajo petrográfico sobre las rocas que componen la zona precordillerana entre el Cordón del Alojamiento y el Cerro Pelado, con el fin de dilucidar problemas petrológicos de las rocas ígneas y metamórficas de mayor importancia geológica y económica de la franja occidental de la Sierra de Uspallata, basándose para la estratigrafía en trabajos de autores anteriores. Para la zona citada brinda descripciones de rocas que serán tratadas en los capítulos correspondientes (cf. infra).

Con motivo del relevamiento geológico de la hoja 22c Ramblón por encargo de la Dirección Nacional de Geología y Minería, Harrington (1953) da a conocer pormenores geológicos salientes del área de referencia, en la cual está incluida íntegramente la zona objeto de estudio, formando el centro-oeste de la misma. Realiza importantes observaciones sobre la estratigrafía local, dando las bases esenciales sobre la constitución de nuevas entidades formacionales, que se citarán en diferentes acápites de este escrito.

Zardini (1962) efectúa consideraciones sobre el significado geológico de las serpentinitas de Mendoza, destacando las aflorantes en el área de La Cortadera y Cordón de Bonilla (Precordillera) y las del río de las Tunas (Cordillera Frontal).

Con referencia al estudio de los geosinclinales del país, Borrello (1965) cita por primera vez, la presencia de los tectonotemas (sic) I, II, III y IV, correspondientes a la vacuidad (eu-miogeosinclinal), al flysch, a las molasas y neomolasas, respectivamente, enmarcados dentro de la sistemática estructural sedimentaria en los procesos de la orogénesis. Reconoce los mencionados tectonotemas que se hallan presentes en nuestra zona. Este trabajo es objeto de ampliación en 1969 con su fundamental obra sobre los Geosinclinales de la Argentina, donde destaca detalladamente los pormenores esencia-

les que componen el geosinclinal paleoídico (sic) de la Precordillera-Cordillera Frontal, del cual forma parte el área objeto de investigación, en su casi totalidad.

La cuenca triásica del Norte de Mendoza, es tema de investigación por parte de Rolleri y Criado Roque (1968) donde se establecen los límites conocidos a la fecha de la cuenca eomesozoica citada, y se destacan los por menores estratigráficos y de correlación de toda la secuencia.

Con el objeto fundamental de la presentación del mapa geológico de la provincia de Mendoza, en escala 1:500.000, los autores mencionados (1969) exponen los caracteres salientes de la estratigrafía aflorante en la provincia de referencia.

Aparte de los ya citados autores, ligeras referencias han sido dadas por otros investigadores, pero con motivo de estudios regionales o de detalle de comarcas vecinas, tal el caso de Stipanovic (1957 y 1967), Amos y Rolleri (1965), geólogos del Plan Cordillerano, entre otros. Además no olvidamos los informes inéditos de instituciones oficiales y privadas que tratan sobre regiones lindantes o que citan la zona de estudio, que han sido consultados.

También fueron numerosas las referencias examinadas sobre la geología de la Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael, que en parte tienen vinculación con nuestro estudio, los que serán mencionados oportunamente en el texto que aquí se expone en los términos que siguen.

#### V. RASGOS GEOGRAFICOS DEL AREA

##### 1) Orografía e Hidrografía:

En la región de La Cortadera y alrededores predomina el paisaje montañoso de fuerte desnivel. Algunas altiplanicies o "pampas" (Pampa Seca, Pampa Fría, Pampa del Pájaro Muerto, Pampa de los Pozos, entre otras) alternan el relieve y en general están profundamente cortadas por quebradas de rumbo dominante Este-Oeste y Norte-Sur. Se observan extensos sectores de formas

acantiladas esculpidas por erosión eólica y fluvial, (Qda. de Las Cuevas y Qda. del Alojamiento).

De toda el área examinada el sector occidental compone el relieve de menor altura, debido a la presencia de rocas metamórficas filíticas antiguas fácilmente erosionables incidiendo a la vez la presencia de sedimentos cuaternarios que rellenen el gran llano de la Pampa Seca.

En las altiplanicies mencionadas se destacan los numerosos "barrales" o sedimentos de cuenca de zonas bajas de desagüe centrípeto, donde las aguas se insumen rápidamente dejando depositado un residuo limo-arcilloso, que le confiere una coloración amarillento-terroso claro. El denominado Barreal de la Pampa Seca, ubicado en el extremo noroeste de la zona investigada, es el de mayor desarrollo con una longitud aproximada de 5 km y un ancho de 2 km. El Barreal del Pájaro Muerto que le sigue en magnitud posee un largo total de 2 km y el ancho máximo de 0,8 km; se halla emplazado a 1 km al Noroeste del Puesto Las Cuevas. Se ha podido comprobar que muchos de los barrales recubren a rocas calcáreas, algo sepultadas por terrenos cuaternarios, que se originarían por fenómenos de disolución, donde el desagüe escasamente definido y las aguas de precipitación se concentran y desaparecen al poco tiempo por evaporación e infiltración.

A toda el área podría considerársela como un gran "bloque" sobre-elevado, con una altura general promedio de 2.000 m s.n.m., siendo los desniveles más comunes de 400 a 500 m sobre las altiplanicies locales, con profundos valles y quebradas de ríos secos que la surcan.

La orografía fundamental del área (ver Fig.2) está caracterizada por la presencia de cuatro cordones serranos que sobresalen netamente en el relieve local, o sobre las "pampas" citadas. En el extremo nordeste del área se alza el Cordón del Alojamiento alargado en sentido Norte-Sur y ligeramente flexionado en su extremidad meridional hacia el oeste, cuya altura máxima la compone el Cerro Alojamiento con 3.123 m s.n.m., ubicado hacia el extremo norte del citado cordón. Su característica la constituye la presencia de largas y ásperas escarpas con cumbres redondeadas, resistentes, con for-







mas de "mogotes", constituídas por calizas masivas y compactas, circundado por rocas modernas más erosionables. Su margen oriental lo constituye una escarpa abrupta.

El Cordón de las Cortaderas situado hacia el extremo sur y sudoeste, posee una altura promedio de 2.700 m; con desniveles poco pronunciados. Su altura máxima la alcanza en el Cerro Cortaderas con 3.020 m. Otras cumbres locales importantes están sobre la cota de los 2.800 m. Este cordón presenta un desarrollo areal importante, formando un cuerpo ancho y de regular altitud relativa. Presenta en su traza de Sudeste a Nordeste ligera convexidad. El tipo de rocas flyschoides (psamitas y pelitas) que la integran encasilla toda su extensión le da características salientes de relieve serrado. Excepción es en el caso la franja calcárea oriental, con el Cerro Blanco de la Cortadera, que conforma una pared escarpada al Este, de 2.811 m s.n.m.

En el sector sudoeste del área investigada y formando el límite de estudio se encuentra el Cordón Agua del Jagüel, de mediano desarrollo areal y de forma alargada en sentido nordeste-sudoeste. Lo cortan profundos cañadones con alineación de Este a Oeste. Su altura máxima es de 2.794 m, con un promedio general de altitud de 2.600 m, sin mayores sectores abruptos conformando su relieve.

Como parte integrante de la Sierra de Uspallata, el Cordón San Bartolo (en su extremidad norte solamente) aflora como límite centro-sur de la zona de estudio. Se extiende con traza de orientación nordeste-sudoeste conformando un relieve abrupto y escarpado, debido a su constitución litológica predominantemente vulcanítica. No se encuentra en la zona estudiada su cumbre máxima: el Cerro San Bartolo localizada más al Sur, pero la altitud promedio del cordón mencionado alcanza la cota de los 2.700 m.

El Cerro del Cielo en el extremo nordeste del sector de estudio compone un accidente orográfico marcado, por su desarrollo y su altura considerable. Se trata de la cota máxima del área, con 3.245 m. Conforman un elevado cerro con paredes abruptas en sus flancos, su parte superior está constituida por una platea de aproximadamente 500 m de largo por 200 m de ancho.

Profundas quebradas descienden de ésta, con dirección al río Riquiliponche, y hacia el Norte, ya fuera del área investigada.

Aproximadamente a 1 km al Este de la traza meridiana de los 69° constituye todo un límite de abrupta barranca que desciende hacia el naciente, que al efecto comprende parte del límite oriental de la comarca examinada.

Numerosas son las altiplanicies o "pampas" que se presentan conformando el relieve local. Se trata en general de fosas de relleno cuaternario principalmente, formadas por dislocaciones modernas. Ejemplos de ellas los tenemos en el área con: Pampa Fría, Pampa Seca, Pampa del Pájaro Muerto, Pampa de los Pozos, entre otras.

Los caracteres hidrográficos fundamentales del área pueden expresarse en los términos siguientes. Ante todo cabe destacar que las escasas lluvias que se presentan en este ambiente seco y cálido explica la ausencia total de cursos de agua permanentes con excepción de pequeñas aguadas insignificantes. En épocas muy favorables las lluvias máximas alcanzan a reunirse en torrentes esporádicos llegando a formar donde la constitución litológica lo permite, saltos profundos, v.gr. Quebrada del Salto, al Este del Puesto Las Cuevas. Al cortar rocas de escasa competencia excavan, estas aguas torrenciales, barrancas abruptas o verticales, provocando incluso derrumbes por socavación. La escasa cubierta vegetal constituida por formas achaparradas, favorece la acción de ataque en grandes extensiones de las avenidas violentas que se presentan en la época estival.

Con las características apuntadas, la hidrografía local está constituida por dos tipos de desagües fundamentales, que se advierten con caracteres bien marcados en toda el área de estudio, separados por un "divortium" local, que al efecto constituye aproximadamente el meridiano central del área estudiada. (ver Fig. 2)

Por un lado se tiene un desagüe oriental, que se canaliza principalmente a través del río Riquiliponche y de las Quebradas del Salto y del Ca

mino. Estas a su vez reciben tributarios desde el Norte y desde el Sur hasta Sudoeste, cuyos puntos de convergencia lo constituyen los sitios en que están instalados los puestos de Los Alojamientos y Las Cuevas respectivamente, que al efecto son lugares bajos protegidos de los vientos.

Por otro lado, observamos un desagüe fundamentalmente occidental, en relieve de menor altitud, conformando barrancas menos elevadas y abruptas. El drenaje se efectúa a través de las quebradas Agua de las Cortaderitas, de los Pozos, de las Cortaderas y de la Mina, entre otras, con dirección neta hacia la Pampa Seca, en cuyo barreal convergen.

Los ríos principales de la comarca los componen, en el caso, el Rí quiliponche, en el sector nordeste del relevamiento y el de las Cuevas en el centro-este del área. El primero, normalmente seco o con pequeño hilo de agua en época de escasas lluvias, corre con orientación Este-Oeste en profunda garganta abierta en medio de las sedimentitas de ortoflysch del tipo Villa vicencio. En su lecho es dable observar la presencia de enormes rodados, producto del transporte mecánico de crecientes. Recibe las aguas que a la altura del Puesto Los Alojamientos convergen desde el Norte, a través de la Quebrada del Paramillo y del Sur, las que desde el Portezuelo de la Pampa (divisoria de aguas) se encauzan por la quebrada del Alojamiento de rumbo Norte-Sur, con pen diente marcada y que por último se dirigen por el río Riquiliponche hacia el Es te. La acción erosiva del agua en la quebrada mencionada más arriba, ha constituido una barranca abrupta que ayuda a la obaervación geológica, sobre todo de los terrenos terciarios, favorecida por la naturaleza algo deleznable de es tas sedimentitas.

Desde el Portezuelo de la Pampa, hacia el Sur las aguas se dirigen con relativa pendiente hacia el Puesto de Las Cuevas, donde también acuden las aguas provenientes del Sur por la Quebrada de las Cuevas y que se desplazan ha cia el Este con dirección a la escarpada Quebrada del Salto de rumbo Noroeste-Sudeste, a donde fluyen con destino al río de las Peñas, ya fuera de los lin- des del área de estudio.

En el sector de las "minas de talco" (Oeste de la comarca investiga

da) el desagüe se canaliza a través de quebradas de escasa altura y desarrollo en general, con una orientación aproximada de Oeste a Este, para desaguar en la Pampa Seca. (ver Fig.2). Las quebradas principales son: quebrada Agua de las Cortaderitas, que recibe parte del desagüe originado en el faldeo oeste del Cordón del Alojamiento; quebrada de los Pozos, que a la altura del cerrillo Agua Escondida conecta la mayor parte del drenaje del Cordón del Alojamiento que con amplio abanico desagua en la quebrada mencionada, para insumirse en el Barreal de la Pampa Seca.

Los cauces originados en el Cordón de las Cortaderas y alrededores se canalizan principalmente en las quebradas de las Cortaderas y de la Mina, para desaguar asimismo en el bajo de la Pampa Seca.

Por último a la altura del Cordón Agua del Jagüel, el desagüe se dirige en dirección sur, recibiendo los tributarios originados en el mencionado cordón, parte del Cordón Cortaderas y fundamentalmente de la Pampa Fría, que al efecto es en parte también divisoria de aguas, las que circulan hacia la quebrada de Las Guevas y hacia las recién mencionadas, con traza Norte-Sur.

Es de destacar que existen además en la zona numerosas aguadas o pequeños sectores de acumulación de agua subterránea que es aprovechada por los pobladores para el consumo propio y de animales, siendo factor fundamental para la instalación de viviendas o explotaciones mineras.

## 2) Clima:

El clima del área tratada puede ser clasificado como de tipo "árido de sierras y bolsones" según Chiozza y Domselaar (1958), con todas las características de un clima continental moderado, en el que la configuración del terreno juega importantísimo papel y donde ejercen cierta influencia la alta Cordillera de los Andes y el anticiclón del Pacífico.

La temperatura media anual de la zona es estimada en 14° a 16° C, con una relativa escasez de lluvias y notable diferencia térmica entre el día y la noche. Las nieblas son frecuentes y llegan a veces a permanecer varios días en el ambiente tornando imposible la visibilidad aún a corta distancia.

Ella proviene de la acción de los vientos del sector sudeste, bastante frecuentes. Normalmente el cielo se presenta despejado en toda la comarca durante la mayor parte del año.

Las precipitaciones pluviales escasas que se presentan en este ambiente seco y cálido, no llegan a señalar diferencias de humedad importantes entre las estaciones extremas. La isohieta de enero, el mes más húmedo (para toda la Precordillera) alcanza valores máximos de hasta 200 mm. Julio que es el mes más seco (también en la Precordillera) llega por su parte a registrar entre 0-10 mm. Las lluvias estivales muy exiguas, son anuladas por la intensa evaporación, aunque pueden llegar a reunirse en torrentes de corta vida y hasta correr en forma de crecientes con fuerza destructiva en los lugares de declives violentos o pronunciados. Merced a estas lluvias la denudación es bastante intensa, arrastran hasta el pie de las montañas los escombros procedentes de la desintegración de las rocas producidos por la intensa insolación y las variaciones bruscas de temperatura entre el día y la noche. La efímera duración de estos chaparrones impide que estos materiales encuentren salida hacia otras áreas y en el fondo de las cuencas quedan verdaderos pedregales. El viento separa los materiales finos dando origen a acumulaciones medanosas pequeñas en la superficie de los valles.

La coincidencia de las precipitaciones con las más altas temperaturas, unidas a las condiciones del suelo, facilita su rápida evaporación de modo que, su efecto benéfico sobre la vegetación, resulta muy restringido.

En general podemos decir que la temperatura estival del sector de estudio es elevada durante el día, con una media de 19° C, llegando hasta máximos absolutos de 37,8° C (medidos en Uspallata).

Durante los meses de Junio, Julio y Agosto las nevadas, generalmente esporádicas, suelen cubrir el área con un manto de hasta 20 cm de espesor, dificultando las tareas normales y a veces el mismo tránsito con vehículo. Las temperaturas medias del invierno alcanzan valores de 3°,2 C y -9° C.

Los vientos predominantes en la zona con una velocidad promedio de

25-30 km/h son dos: los vientos leves del Sudeste, que llegan cargados de humedad y los que provienen desde el Noroeste conocidos como "zonda", muy secos, intensos, bastante frescos y limpios en general, a diferencia de otras comarcas precordilleranas. Este viento provoca la disipación inmediata de la niebla llegada del Sudeste a la región.

En las cuencas secas o barreales, los fuertes vientos de bolsón, ascendentes, producidos por el calentamiento de masas de aire estacionadas, levantan grandes alturas torbellinos de polvo. Esto es lo que se advierte sobre todo en el Barreal de la Pampa Seca (extremo noroeste del área); depositan parte del material en forma de pequeños médanos en sitios y laderas de sotavento.

La labor de campo puede ser efectuada en la zona, sin mayores inconvenientes, durante todo el año, pero los meses de clima más benigno son al efecto los de Noviembre, Diciembre y luego Abril, en los cuales las temperaturas son moderadas y las lluvias aún escasas. A mediados de Enero, según fuera dicho, comienzan las precipitaciones y son comunes hasta fines de Marzo. Luego entrado el otoño se hace frecuente la escarchilla y se inician las nevadas, que tampoco faltan en verano y primavera, aunque en forma muy esporádica.

Cabe destacar que los datos vertidos son aproximados por no haber contado con los instrumentos meteorológicos, ni el tiempo necesarios para este tipo de trabajo, pero en la medida que fue posible fueron corroborados por las observaciones durante los trabajos de campo y por información oral suministrada cuidadosamente por los pobladores y baqueanos de la zona.

A continuación se detallan los parámetros climáticos (en promedios mensuales) obtenidos en la Estación Meteorológica Uspallata, situada a 35 km al Sudoeste de nuestra zona, durante el año 1968.

	Tem. Med. mensual	Máx. med. Mensual	Mín. med. mensual	Máx. abs.	Mín. abs.
VERANO	18.9	27.5	9.0	37.8	-1.0
OTOÑO	12.3	21.6	3.2	35.0	-10.6
INVIERNO	5.9	15.3	3.2	27.7	-15.0
PRIMAVERA	12.3	21.3	3.5	35.0	-9.0

	Presión atmosf.	Vientos veloc. med. km/h	direc. pred.	días con nieve
VERANO	616.5	23	E - SE	0.4
OTOÑO	616.9	26	E	0.7
PRIMAVERA	619.5	30	E	2.7
INVIERNO	617.1	24	E	3.3

### 3) Fitogeografía:

La comarca de La Cortadera y sus alrededores puede ser encuadrada dentro de la llamada "Provincia Patagónica" (Cabrera, 1953), que se extiende desde la Precordillera de Mendoza hasta Chubut y Santa Cruz. Quizás con mezcla de algunos elementos florísticos correspondientes a su lindante por el Este, "Provincia del Monte".

El suelo en general es pedregoso-arenoso, con tipo de vegetación predominantemente de estepa arbustiva y herbácea. Se presentan arbustos pequeños (vegetales xerófilos) y hierbas adaptadas a condiciones de aridez. Son perennes y tienen raíces poco profundas que se extienden cerca de la superficie a fin de atrapar las aguas superficiales antes de que éstas se evaporen.

La vegetación es harto escasa. Sólo en lugares protegidos o en las proximidades de aguadas existe una mayor concentración de las formas vegetales. En los alrededores de las vertientes o manantiales pequeños puede observarse típicamente la presencia de la "Cortadera" (*Gyneria argenteum*) nombre implicado toponímicamente en la designación del área y de sus alrededores inmediatos.

En la proximidad de los lugares acantilados del Norte y Oeste del área se advierten cactáceas, en medio de la vegetación achaparrada y densa que existe. Las manchas o relictos de este tipo por su cerrado crecimiento inciden sobre el desplazamiento con cabalgaduras.

Uno de los principales problemas de los pobladores de la zona es la escasez de árboles para leña, que se necesita en regular cantidad para el uso doméstico. Se surten principalmente de "acerillo", "jarilla" y otros arbustos menudos existentes en el sector de los puestos que habitan y en las vecindades alejadas de La Cortadera.

#### 4) Zoogeografía:

Dentro de la gran región neotropical en que se halla ubicada zoogeográficamente la República Argentina, la zona de estudio cabe en la subregión andino-patagónica, distrito subandino, subdistrito cuyano (Gollán, 1958).

De la fauna mencionada para este subdistrito se pudo comprobar durante los trabajos principalmente, la presencia de los siguientes tipos faunísticos:

Del orden de los marsupiales fueron reconocidos en el área las típicas comadrejas (Didelphis), observadas sobre todo en el sector nordeste del área, y hacia alrededores del cerro del Cielo. En esta misma localidad y en parte del Cordón del Alojamiento, abundan carnívoros como zorros de variados colores (Pseudalopex) y zorrinos (Gonepatus) en muy reducida proporción, y en ciertas épocas del año se presenta el puma (Puma concolor), localmente conocido como león, que se hace más común en dirección a Santa Clara aprovechando cerros escarpados y alturas mayores. En las partes más elevadas del macizo del cerro del Cielo habitan numerosas manadas de guanacos, rumiantes que son hábilmente cazados por los pobladores tanto para alimento, como para extraerles la lana y cuero con los que confeccionan diversos utensilios para sus cabalgaduras, además de vender o canjear parte de la lana para el tejido de mantas y ponchos en telar. En las zonas llanas de la comarca y aprovechando resquicios y oquedades en las rocas se desarrollan los roedores, como la rata de campo (Hesperomys), el ratón (Akodon), el ratón topo (Chelemys), el cuis (Microcavia).



la vizcachas (Lagostomus) y la liebre de pequeño porte (Dolichotis), entre otros. Además se presentan aquí los desdentados, entre ellos los más comunes son los "pichi ciegos" y "quirquinchos" (Chlamyphorus). Iguánidos varios han sido observados tanto en zonas llanas como en sectores de mediana altura, sobre todo se presentan los conocidos como "lagartijas" y "matuastos", de tamaño reducido hasta de 30 cm de largo máximo. En los sectores de aguadas o manantiales pequeños se pudo visualizar a diversos géneros de gasterópodos y batracios, en reducida cantidad. En lo que respecta a las aves se destaca netamente el cóndor (Vultur gryphus) que habita en las mayores alturas del cerro del Cielo y hacia el cerro Colorado y alrededores, en zonas de menor altura se presentan otras aves de rapina de menor porte y algunas palomas del tipo de la torcacita (Columbina).

##### 5) Población e industrias:

La población estable del área está restringida a la que componen los puestos de Los Alojamientos y Las Cuevas, donde normalmente conviven de 3 a 4 personas en cada uno. A esto puede agregarse la presencia hacia el sector oeste de numerosos campamentos mineros de explotación de talco y serpentinitas, pero que normalmente son variables en cuanto a su población, de acuerdo a las necesidades del trabajo minero mencionado. En algunos de ellos la población está constituida por siete personas que en su casi totalidad son de origen chileno. Los víveres, leña y elementos necesarios para la subsistencia le son traídos de la vecina localidad de Uspallata, por medio de camiones que en forma intensa realizan el transporte del talco a la estación ferroviaria de Uspallata (F.C.G.B.).

No existen en toda el área establecimientos industriales o mineros importantes. El mineral extraído manualmente (con maza y pico) es cargado directamente a pala o en bloques en los vehículos de transporte. Todavía la explotación minera de la zona se efectúa en forma precaria y extrayendo el mineral de los lugares más accesibles y de acuerdo a las necesidades del mercado (por pirquín).

En las inmediaciones del cerro Cortaderas, en medio de vulcanitas terciarias, se halla el mejor campamento minero instalado en la zona. Pertenece

ce al Plan Cordillerano (Dirección General de Fabricaciones Militares), denominado San Benicio. Actualmente se efectúan perforaciones y cateos en busca de minerales cupríferos.

La extrema escasez de agua durante todo el año restringe muchísimo la posibilidad de instalaciones humanas mayores y estables. En época de "recogida de animales" suele aumentar el número de habitantes en forma notable en los puestos, pero terminada esta tarea vuelve a disminuir a su población normal estable.

Los puestos cuentan con los elementos necesarios para la subsistencia bajo condiciones de aislamiento impuesto por el alejamiento a los centros poblados importantes (aproximadamente 35 km separan estos puestos de la localidad de Uspallata). El adobe prevalece en la construcción de las habitaciones y cuentan según manifestación de pobladores, de más de 150 años de antigüedad. El aspecto de los puestos está de acuerdo con el medio físico, la idiosincrasia de los moradores y el mismo estado social y propio de toda la región.

Los habitantes atienden la cría del ganado caprino, caballar, vacuno y ovino, en orden de importancia. El primero de ellos que es el más abundante en esta comarca, lo utilizan para consumo propio y para la venta a visitantes fortuitos o como canje de productos y mercancías en centros poblados. La población femenina es muy hábil con el telar antiguo; en su labor se utilizan lanas de ovino y guanaco. Las manualidades realizadas son vendidas o canjeadas luego por víveres y elementos necesarios a su subsistencia.

Como centro poblado más cercano, unido por huella para vehículos, destacamos a la villa de Uspallata, que es el asiento de dos regimientos militares. Cuenta además con una usina hidroeléctrica, teléfono, correo, aeropuerto de emergencia para aviones medianos y expendio de combustibles y lubricantes.

A pesar de estar ubicados en la zona limítrofe San Juan-Mendoza los habitantes de los puestos citados, humana y socialmente están más relacio

nados a la provincia de Mendoza que a la de San Juan. Esto es debido a que la única vía de acceso directo y permanente es factible con dirección sur y hacia Uspallata, de donde pueden seguir naturalmente a la ciudad de Mendoza, distante menos de 150 km del lugar.

6) Vías de comunicación:

La única forma de llegar a la comarca de estudio es por medios propios y por camiones que llegan a la zona de minas de talco. El acceso tiene lugar desde la villa de Uspallata, hacia el Norte por la ruta nacional 7 asfaltada (camino a Chile), hasta el puesto de control policial nº 1 (algunos kilómetros antes de llegar a Agua de la Zorra), donde desvía una huella de tierra, parcialmente enripiada, hacia el Norte en dirección a Agua del Jagüel y Pampa Fría. Sobre la entrada de la mencionada pampa, se produce la bifurcación, uno lleva por huella bastante transitada, actualmente conservada por Vialidad Provincial de Mendoza, a las explotaciones mineras de La Cortadera, donde irradian innumerables huellas secundarias locales que recorren toda el área de cuerpos ultrabásicos serpentinizados que afloran en la comarca. Incluso por este camino principal puede llegarse hasta la quebrada Agua de las Cortaderitas, en el extremo norte, y de allí seguirse por la quebrada de la Montaña, que se dirige a Santa Clara y San Juan, y también hacia el Oeste por camino privado a la comarca de Yalguaraz. Otro camino corre por la Pampa Fría, con dirección al río Seco de las Cuevas por la quebrada homónima y llega al puesto Las Cuevas, prolongándose hacia el Norte pasa por el Portezuelo de la Pampa y quebrada del Alojamiento hasta el puesto Los Alojamientos, donde el camino o huella de tierra en definitiva se corta (1). Con cabalgaduras puede recorrerse la quebrada del Paramillo hasta la quebrada de la Montaña y llegar a Santa Clara. Tomando la quebrada del río Riquiliponche hasta el puesto homónimo y el del Quemado, que no tienen población estable ya fuera de la zona de este trabajo, es posible visitar los más distantes parajes conectados

---

(1) Antiguamente por la quebrada del Paramillo se realizaba el tránsito automotor, prueba de ello lo constituye la presencia de apuntalamientos en curvas, de un viejo camino que actualmente constituye la huella de herraduras, que se dirige a Santa Clara o Yalguaraz, y de allí a Barreal y Calingasta.

a La Cortadera desde el nacimiento de las provincias de Mendoza y San Juan.

Desde el Portezuelo de la Pampa en dirección al Oeste sale una huella precaria que llega a unirse con la quebrada del Camino hacia el Sur. Este camino en el tramo de la quebrada aludida es casi intransitable por la acumulación de bloques en su cauce dejados por las crecientes estivales. Por este camino puede alcanzarse la Estancia el Carrizal y el Puesto El Manantial y de allí en camino local llegar a la ruta nacional 7. Es de mencionar también que desde el Portezuelo de la Pampa citado hacia el Oeste una senda poco marcada lleva hasta los destapes de "alumbres" de la mina Barrera.

Desde el Puesto Las Cuevas se puede alcanzar en dirección al Norte, por una parte, en huella de herradura bien marcada, a la comarca Valguaraz a través de la quebrada de Los Pozos y por otra, al Puesto El Manantial y Estancia El Carrizal, por la quebrada del Camino que nace a 2 km al Este del puesto citado en primer término.

#### VI. METODOLOGIA APLICADA EN LA INVESTIGACION

En el estudio del área de La Cortadera y sus alrededores el suscriptor aplicó la metodología de carácter geotectónico seguida en la División Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata para los trabajos regionales y particularmente en la ejecución del Mapa Tectónico de la República Argentina. Esta metodología constituye el fundamento de los cursos de Geología Argentina que se dictan en la Facultad y a los que en años anteriores he asistido en calidad de alumno. Con absoluta independencia he de utilizar la ventajosamente por las siguientes razones: el observador al tomar un área para su examen analítico de comienzo está situado espacialmente en el dominio regional de la estructura; comprende con meridiana claridad los procesos geológicos de orden secuente que controlan la evolución de las cadenas de montaña; sirve en el caso a los fines de la correlación estratigráfica; la geología formacional se domina con cierta sencillez y se hace racional su uso al conocerse el principio de ordenamiento tectonotemático ligado a la sistemática estructural sedimentaria; las vinculaciones entre el régimen de la sedimenta-

ción, estructuras de tectorogénesis, y el magmatismo surgen simplemente del examen que el mismo método tributa; a la vez la secuencia geomagnética resulta otra forma de súbita correlación en el terreno, la cartografía geotectónica tiene expresión dinámica inobjetable; la paleogeografía se entiende como mera consecuencia de la evolución estructural de la corteza en el espacio tratado y la historia geológica regional singularmente reiterada en el desenvolvimiento de la extensión continental dimensionando con naturaleza insospechada la efectiva relación espacio-temporal de los resultados geológicos que se obtienen sistemáticos, integrales y racionalizados para los fines del trabajo moderno en campaña y gabinete.

La metodología sigue los criterios de organización y evolución geosinclinal emanados de la labor original de Aubouin (1959 y 1965). En la organización geosinclinal, dirigida al problema paleogeográfico de límites espaciales, deben diferenciarse las zonas que componen el campo ortogeosinclinal: proximal (al cratón) o miogeosinclinal y distal o eugeosinclinal, Borrello agregó recientemente el criterio de área intermedia y de la interrelación fa cial o de transfacies siguiendo a Lowell (1956). En el caso de la Argentina las cadenas de este tipo son monoliminares (Aubouin y Borrello, 1966) formadas de una cupla simple proyectada hacia el Oeste (Pacífico). En la zona de La Cortadera estos aspectos tienen importancia indiscutible: las zona eu y miogeosinclinal están bien representadas y poseen en la Formación Bonilla una expresión decisiva para el examen del régimen de las transfacies en ortogeosinclinal. Las brechas de vacuidad en el miogeosinclinal son de destacar por su implicancia tectónica particular.

En la evolución geosinclinal que trata el desenvolvimiento progresivo de la cadena, se deben examinar sucesivamente los episodios de control estructural evidenciados por la sedimentación y el geomagnetismo. La suborogénesis, preorogénesis, tardía y posorogénesis asoman en los geosinclinales documentados en forma irreversible por los tectonotemas de vacuidad, flysch, molasa y neomolasa. La vacuidad es estrictamente ortogeosinclinal y se reconoce una miogeosinclinal y otra eugeosinclinal. La primera contiene las rocas carbonáticas y la segunda las rocas pelíticas y filitizadas, metamorfitas pro

pías del área elongada profunda y metageosinclinal. El flysch psefítico, psamo-pelítico, pelítico que abarca las facies en catenarias instituídas por Vagsoevitch (1948) de wildflysch, hiperflysch, ortoflysch, metaflysch, hemi-flysch y criptoflysch es expresión de la tectogénesis bien desarrollada en la comarca sometida a la investigación de La Cortadera y sus alrededores, donde se ha logrado discernir además del ortoflysch variedades psamo-pelíticas de facies diferentes. Singularísimo en el caso es la presencia de bloques de oligotolitos en trama de flysch negro en la región, el que impuso detenidas observaciones que se ligan a las condiciones estructurales de índole precursora. La molasización ofrece un cuadro similar, mas fuera del área estudiada, con facies de molasa gris verdosa (hipomolasa); en cambio la neomolasa puede ser reconocida en algunos sectores del área examinada conforme a este esquema y denotando los caracteres que la posorogénesis impone en su desarrollo no solo en esta región sino en las restantes de la Precordillera, hacia el río Mendoza, sobre todo.

La geotectónica en materia de evolución geosinclinal implica el estudio atractivo y medular del geomagnetismo: la ofiolitización -hasta indicios de posofiolitización- de asociación simaica y el secuvulcanismo con ríolitas y asociadas son temas de investigación importante en el sector de La Cortadera. Entre ambos no tenemos expuestos los plutonismos. Estos son una condición de las zonas pliomagnéticas, muy internas, a las que en Mendoza y para el Paleóidico solo pertenece la Cordillera Frontal. La Precordillera es dominio miomagnético. No obstante hacia el Sudeste y dentro del área de Los Paramillos de Uspallata se extienden considerablemente los mantos basálticos del finivulcanismo. Forman en ese sector remanentes de viejas mesetas paleoídicas y luego por encontrarse en el antepaís pampeano se extienden para adquirir expansión sobre la plataforma contigua de habitat cratónico.

La tectónica embrionaria, precursora, situada entre la vacuidad y el flysch: la principal, después de este último tectonotema, llevando a su fin la tectogénesis (vacuidad más flysch) y los plegamientos de fondo durante la molasización -neomolasización combinados con la tafrogénesis (Krenkel)- complementan los objetivos de estudio sistemático de la metodología geotectónica. La

tectónica embrionaria no solo ha sido comprobada por cierta disposición discordante en la base del segundo tectonotema. Sus subfases pre y posembrionaria están bastante desarrollados en la región de La Cortadera y se evidencian a través de la yacencia de las brechas de vacuidad y de los olistolitos (de facies olistostrónica, Beneo, 1956) en diferentes sectores del Oeste de la Precordillera de Mendoza. Semejante tectónica es de índole tensional. Los movimientos prematuros que controlan la primera forma de evolución estructural en el tectógeno, acarrear un cambio en la paleogeografía del tiempo paleozoico antiguo. Muy importante es la acción de la tectónica geosinclinal después de la sedimentación del ortoflysch. En La Cortadera propiamente dicha una positiva estructura formada por los depósitos de la tectogénesis nos priva de la presencia de molasas. Solo las neomolasas complementan el cuadro pertinente, con cambios en la sedimentación que prueban la acción de vecina cratonización del orógeno al comienzo de la Era Mesozoica. En el problema estructural no puede prescindirse del estudio de las superposiciones tectónicas (Wegmann, 1935) desarrolladas en la comarca del presente estudio, abarcando el tiempo terciario y representados localmente solo por neomolasas y vulcanismo asociado.

Del cuadro estructural vigente resaltan claramente las fallas neocenozoicas. La tectónica de fallas señalada en los últimos años para el país (Aubouin y Borrello, 1966) que llega a enmascarar la escena de las dos tectónicas anteriores: la geosinclinal del tiempo hercínico, con sus precedentes y la que durante el Paleógeno precedió en régimen de fracturación intensa.

El metamorfismo forma parte de la investigación realizada unida al primero de los tectonotemas en la vacuidad eugeosinclinal. La acción metamórfica (regional sobre todo) es una condición del desenvolvimiento de la tectogénesis, en la zona interna. Llega a incidir en el flysch de La Cortadera, en los sectores ortogeosinclinales más profundos. En general el metamorfismo y el metasomatismo se producen en lapso más o menos coetáneo también en el área de La Cortadera ya que por encima del campo filítico las ofiolitas dejan de ser tales para transformarse en posofiolitas emplazadas en el flysch, tal como acontece en San Juan sobre el lado occidental de la Precordillera.

La metodología geotectónica ha permitido comprender que es necesario, por fin, limitar el uso de términos formacionales, toda vez que éstos no son sino una multiplicidad nominatoria de facies o estadios locales de un mismo estratotipo en tectonotema y piso estructural, las más de las veces.

No fue posible coordinar los estudios de la sistemática estructural sedimentaria y formacional con la bioestratigrafía, por la ausencia de restos fósiles y este aspecto es explicable por cuánto los restos orgánicos son un privativo paleogeológico común en las zonas geosinclinales externas de la Precordillera de San Juan y Mendoza.

#### VII. SOBRE LOS ELEMENTOS DE ESTRUCTURAS TECTONICAS PRESENTES EN EL AREA DE ESTUDIO

Como ya brevemente fuera dicho en el capítulo anterior, dos estructuras tectónicas fueron reconocidas en la comarca de estudio: una perteneciente al Paleoídico, que abarca estratigráficamente el lapso comprendido entre el Cámbrico y el Triásico (a Jurásico inferior); y otra, correspondiente a una parte del Neoídico, en su totalidad del Terciario superior.

La estructura paleoídica está integrada según el ordenamiento geotectónico por un ciclo sedimentario, un ciclo geomagnético y el correspondiente desarrollo estructural conexo (ver cuadro adjunto). En lo que respecta a la estructura neoídica de superposición, se compone de neomolasas y vulcanismo, de gran extensión algo más al Sur de la zona de estudio, en los alrededores del Paramillo de Uspallata.

La descripción correspondiente tendrá lugar en consecuencia siguiendo el ordenamiento dado en el cuadro adjunto, el que se brinda a modo de síntesis de la expresión geológica presente en la comarca de La Cortadera y sus alrededores.



CUADRO II

CUADRO GEOTECTONICO DEL SECTOR DE LA CORTADERA

ERA TECTONICA		Ciclo Geosedimentario	Ciclo Geomagnético	Ciclo Geoestructural	EDADES	
NEOIDICA	O R O G E N E S I S	IV Neomolasa  Facies "Cal- chaquíes" y posteriores	Consolidación Andina		Cuaternario	
			Vulcanismo Neofídico (mesosilífico)	Fenómenos Neotectónicos	Terciario	
					Terciario	
PALEOIDICA	O R O G E N E S I S	IV Fm.Cabras Neomolasa  Fg.río Mendoza	Consolidación Cuyana			Triásico
		III Molasa	Secuevulcanismo riolítico ("Choiyoylitense")	Trafogénesis		Pérmico
						Carbonífero
		II Flysck Vacuidad (Catenaria)  Facies Villa vicencio y otras	Postofiolitas	Tectónica Geosinclinal		Devónico medio
				Mov. postembriotectónicos (Olistolitización)		Llandeilo-Caradoc
				Tectónica Embrionaria		Llanvirniano
TECTOGENESIS	I Vacuidad  Mio. Caliza San Juan y Caliza La Laja  Eu. Fm. Bonilla	Mov. subembriotectónicos (Brecha de vacuidad)			Cámbrico	
		Ofiolitas				

REGENERACION POSTASYNTICA

REGENERACION POSTASYNTICA

### VIII. ORGANIZACION GEOSINCLINAL DE LA ESTRUCTURA PALEOIBICA:

Para llevar más ordenadamente la exposición que aquí se brinda, se presentarán en primera instancia algunos conceptos breves del "basamento" sobre el que luego se desarrolló la evolución geosinclinal, presente en La Cortedera y sus alrededores, con sus aspectos sedimentarios, geomagnéticos y estructurales más salientes.

En la comarca se ha podido comprobar la presencia de una típica organización geosinclinal, ortogeosinclinal, monoliminar. En afloramientos alargados en el sentido Norte-Sur se desarrolla hacia el centro-este del área estudiada, un ámbito miogeosinclinal proximal respecto al cratón (no aflorante) que comprende a la zona externa o externide (Stille, 1940) sin desarrollo magnético alguno. Se presentan dos fajas de considerable superficie, separadas por un afloramiento de flysch negro con la mediación de fallas. Alcanzan cotas importantes como lo constituye el cerro Alojamiento de 3123 m s.n.m. Su regularidad litológica es notoria, formada por calizas y calizas dolomíticas en su mayor parte, con brechas intraformacionales y pedernales oscuros asociados. La acción de la tectónica embrionaria y de la geosinclinal han dejado signos manifiestos de su intensidad sobre estas rocas; se hallan plegadas y replegadas en parte hasta con aplastamiento importante produciendo milonitización y filonitización dentro de la secuencia calcárea.

La correspondiente contraparte del ortogeosinclinal, lo configura el ámbito eugeosinclinal, que es al efecto la zona interna o internide (Stille, op. cit.) y distal respecto al cratón. Presenta considerable espesor en su secuencia marina y está afectada por el magmatismo simaico inicial u ofiolitización en gran escala. Muestra además los efectos de una activa tectónica geosinclinal, con la que culmina el proceso de tectogénesis. La zona interna expuesta está sujeta sin excepción a los efectos del metamorfismo regional. Se desarrolla sobre el borde oeste del área estudiada, a occidente de la secuencia calcárea miogeosinclinal, en coincidencia con lo que se presenta en toda la Precordillera y Cordillera Frontal del Oeste Argentino (Fig.3). La pertinente composición litológica está formada en lo esencial por rocas pelíticas transformadas en filitas por metamorfismo regional a grado de esquistos verdes, con

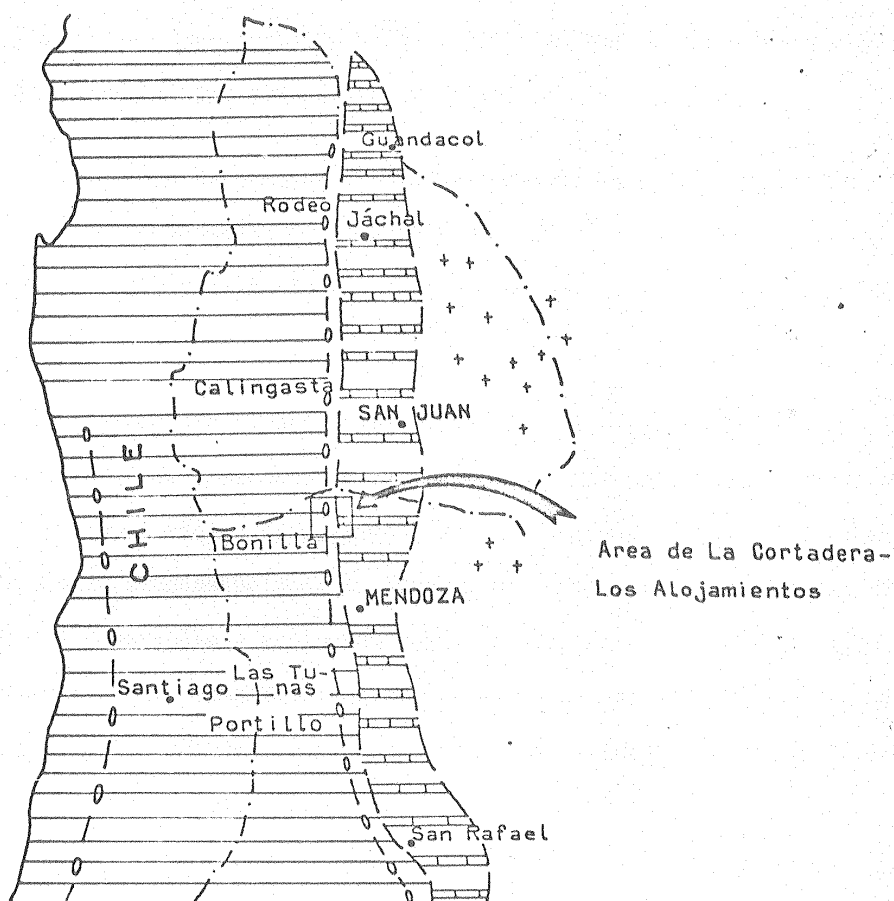


Fig.3 - Esquema ilustrativo de la ubicación de la zona de La Cortadera-Los Alojamientos, dentro de la Organización Ortogeosinclinal Paleoídica (Cámbrico inf.- Llanvirniano).

Basado en A.Bonnetto, 1969, p.81, fig. 15.-

intercalaciones de calizas cristalinas o mármoles y densamente intruídas por rocas ultrabásicas serpentinizadas con masas talquíferas asociadas, del magmatismo simaico inicial. La esquistosidad es predominantemente Norte-Sur. Notable es también la acción tectónica sufrida por esta secuencia, microplegamientos y corrugaciones son las evidencias más visibles.

La presencia de calizas (transformadas en mármoles quizás esté indicando una zona de transfacies en el sentido de Lowell (1960) donde engranan el campo mio y el eugeosinclinal respectivamente, tal como lo manifestara Borrello (1969, p. 78).

Sobre semejante organización geosinclinal monoliminar (una sola cupla mio-eugeosinclinal presente) de La Cortadera y sus alrededores, asignada al tiempo Cambro-Ordovícico (cf. infra), bien documentada paleontológicamente para la secuencia miogeosinclinal en otras comarcas de la Precordillera, tiene vigencia el desarrollo o evolución geosinclinal, en el sentido litológico-temporal citado, y que comprende cuatro ciclos, a saber: orogénico, sedimentario, magmático y estructural, que pasaremos a tratar seguidamente en forma ordenada.

#### IX. EVOLUCION GEOSINCLINAL PALEOIDEICA (Cámbrico-Triásico)

##### 1) Ciclo estructural sedimentario:

a) Caracteres de la vacuidad: Luego de la regeneración tectónica sobreviene en el ortogeosinclinal la depositación sedimentaria correspondiente al miogeosinclinal y al eugeosinclinal, llamado por Aubouin (1965) "Pre-flysch" o "período de la vacuidad". Comienza al término de la anorogénesis con la rehabilitación geosinclinal de una localizada extensión de la corteza y representa la sedimentación durante la suborogénesis. Sus facies son esencialmente marinas, pudiendo pasar a terrígenas incluso hacia los bordes del cratón, con lo que explicaría la presencia de una "secuencia terrígena inferior" en el sentido de Beloussov (1962, p. 318). Termina como generación sedimentaria o tectonotema I (Borrello, 1965), con la instalación de los movimientos embriotectónicos,

que dan lugar a la formación de alabeos que mediante una discontinuidad marcada (a veces con discordancia) dan paso al proceso del flysch.

La vacuidad eugeosinclinal es generalmente pelítica, euxínica, portadora de radiolaritas mostrando las evidencias de un metamorfismo metageosinclinal y son el asiento del gran desarrollo magmático de la ofiolitización (rocas ultrabásicas y básicas), con lo que se configura el piso estructural inferior de Bogdanoff, que marca el comienzo de la depositación sedimentaria desde la apertura de la subsidencia geosinclinal.

La sedimentación de la vacuidad miogeosinclinal es generalmente monosecuente, totalizando espesores considerables de 2.000 y 2.500 m. En toda la Precordillera la vacuidad miogeosinclinal está constituida por rocas calcáreas a calcáreo dolomíticas bien documentadas por formas fósiles que atestiguan la presencia del Cámbrico inferior, medio y superior, hasta el tiempo Ordovícico medio (Ilanvirniano).

a. 1.- La vacuidad eugeosinclinal:

. Antecedentes: En la Precordillera de Mendoza, con extensión a la Cordillera Frontal, aflora un conjunto de rocas metamórficas en su mayoría derivadas de rocas pelíticas, densamente intruídas por rocas ultrabásicas serpentinizadas, que destacamos aquí como pertenecientes a la vacuidad eugeosinclinal del tiempo paleoídico por sus caracteres petrográficos-petrologicos y geotectónicos, conforme a la definición vertida en páginas anteriores.

Entre los autores que se han referido a este complejo litológico, aunque siempre bajo el punto de vista descriptivo y regional, es menester consignar las referencias que siguen.

Avé-Lallemant (1890) dió a conocer los pormenores fundamentales de esta secuencia metamórfica, al referirse a los "Esquistos Hurónicos" (sic) de la sierra de la Cortadera y Uspallata, al Norte de la villa de Uspallata y al Nordeste de la alta pampa de los Paramillos del mismo nombre.

Luego fue Bodenbender (1902) quien hizo mención a "pizarras crista-

linas", sin diferencias, que están precisamente presentes en la sierra de la Cortadera; refiriéndolas al Devónico.

Como "Sistema Devoniano", incluyó seguidamente Stappenbeck (1910) a las rocas que componen la vacuidad eugeosinclinal, que así se describen en este estudio, juntamente con el flysch que se le sobrepone. Posteriormente algunas muestras, recogidas por este autor, fueron analizadas petrográficamente por Stieglitz (1914) de las que se obtuvo ciertas referencias complementarias.

Si bien Keidel (1939) no desarrolló investigaciones propias en la zona de la sierra de la Cortadera, lo hizo en la comarca precordillerana, situada al Sur, conocida como quebrada de Santa Elena-Cordón de Bonilla, al naciente de la villa de Uspallata. Fue allí donde efectuó importantes trabajos sistemáticos sobre las rocas metamórficas que integran el "basamento" regional, que denominó "Conjunto de Farallones" y "Conjunto de Bonilla", correlacionándolos con las que se presentan en el área del presente estudio.

Para el sector abarcado por el Cordón del Alojamiento, Martínez (1947) mencionó en su trabajo de tesis a un "Proterozoico occidental" que se extendería según sus resultados hasta las minas de talco de la sierra de la Cortadera; más adelante veremos que no es éste del todo coincidente con el resultado proveniente de esta investigación.

Posteriormente, Buenanueva (1949) describió petrográficamente rocas de la sierra de Uspallata, de donde destacamos las que cita como pertenecientes a la ladera occidental del cerro Cortaderas. Confirma asimismo algunos conceptos vertidos por Avé-Lallemant, precedentemente.

Con motivo del levantamiento geológico de la hoja 22 c Ramblón, Harrington (1953) llegó a proporcionar datos diversos, hasta analíticos, sobre la composición geológica del área, mas incluyó a las rocas de la vacuidad que aquí se trata en su Grupo Villavicencio, "Facies Cortadera" (sic) acorde con las observaciones del autor presente.

En trabajo de síntesis, Zardini (1962) trata el tema de las serpentinitas de la Precordillera y Cordillera Frontal, aludiendo a las que afloran



en la sierra de la Cortadera, mencionando también las rocas metamórficas que componen la caja de los cuerpos básicos serpentinizados.

En los lindes específicos del término de vacuidad establecido por Aubouin (1959, 1965), esta secuencia fue reconocida por vez primera por Borrello (1965, 1969) para la comarca de estudio y su extensión en la Cordillera Frontal dándose así una valoración geosinclinal incuestionable a la estructura del Paleozoico inferior del Oeste Argentino.

En reciente trabajo sobre la geología de la provincia de Mendoza, Rulleri y Criado Roque (1969) incluyeron dentro del Cambro-Ordovícico, coincidiendo con Borrello (1965, 1969), a las metamorfitas de los Conjuntos de Farallones y Bonilla de Keidel, y los asomos que aparecen con rumbo Norte-Sur al Norte de la ruta nacional 7, al Este de la Pampa Seca. Destacaron además, que las rocas básicas y ultrabásicas que afloran, le dan una caracterización especial, y esto hace posible, que parte de los terrenos de la zona del río de las Tunas, estudiados por Zardini deban incluirse en este ciclo, no así otros asomos de la Cordillera Frontal, investigados por Polanski, que serían a través de su opinión en parte Silúrico-Devónico. Sin embargo la fase de esta edad no llevan ofiolitas (Borrello, 1969) sino posofiolitas (vulcanismo básico en parte espilitizado).

Entre otros geólogos, Zardini (1955, 1958), Aparicio (1956), Polanski (1957, 1964), Gonzalez Díaz (1955), de Romer (1964), Caminos (1965), Villar (1969-1970), Cosentino (1968), se han referido a diferentes aspectos de las rocas metamórficas y cuerpos ultrabásicos asociados de la vacuidad eugeosinclinal, extensiva a la Cordillera Frontal y restantes sectores importantes, de la Precordillera de Mendoza, excepcionalmente.

. Distribución, límites y espesor: La secuencia litológica de referencia, aflorante en la zona, se halla distribuida fundamentalmente hacia la margen occidental del área examinada, constituyendo lo que los pobladores denominan como "zona de las minas de talco". Con ello se alude a las numerosas explotaciones, que allí tienen lugar en los cuerpos ultrabásicos que intruyen a las metamorfitas de la vacuidad.

Aflora con caracteres singulares desde el Cordón Agua del Jagüel, al Sur, hasta el campamento de la mina Cortaderita Norte, al Norte. También he tenido oportunidad de observar la prolongación de estas rocas hacia el Norte, ya fuera de la zona tratada, aunque bastante restringidas en su desarrollo y casi sepultadas por la masa de los sedimentos flyschoides más jóvenes que se le sobreponen. Su límite hacia oriente estaría determinado por la traza que coincide con el meridiano del cerrillo Agua Escondida y el cerro Cortaderas, cuyas laderas occidentales están formadas por las mencionadas metamorfitas de la vacuidad. El gran bajo de la Pampa Seca, constituye su linde occidental en la mayoría de su recorrido, excepto en el extremo sudoeste, donde limita con los estratos del flysch.

Incluyendo los cuerpos ultrabásicos y básicos serpentinizados que se asocian en forma notable y nutrida, el afloramiento de la vacuidad eugeosinclinal, posee en conjunto una longitud total de aproximadamente 20 km. El ancho en promedio es de 3 a 3,5 km. Los asomos se extienden entre las cotas de los 2.300 m s.n.m. y los 2.890 m s.n.m., pero la altura predominante puede establecerse en los 2.400 m.

A lo largo del camino de tierra que se desvía en el Cordón Agua del Jagüel, hacia el Norte, para unir esta comarca con Yalguaraz, se halla bien representada la entidad aludida. Puede reconocerse a las metamorfitas de la vacuidad en los desvíos locales de explotaciones de talco, que permiten el acceso en vehículo y ayudan a la observación de sus caracteres geológicos de campo y relaciones respectivas, en multitud de lugares.

Además en casi toda su superficie de afloramiento, cortes naturales de arroyos, ríos secos y quebradas permiten la visualización detallada de la vacuidad eugeosinclinal. El ocurre en los casos de las quebradas de los Pozos, de las Cortaderas y de la Mina, entre otras de menor magnitud. Asimismo la característica elaboración del relieve modelado en lomadas suaves, formando un paisaje comparativamente bajo, en general, desgastado por la escasa competencia de las rocas que la componen, ayudando con ésto a la observación que puede efectuarse sin problemas mayores en casi toda su extensión. Efectivamente, en los sectores de menor altura del relieve en la comarca, es donde se ha

conservado mejor, como verdadero remanente de erosión, siendo muy evidente que una potente secuencia ha sido virtualmente arrasada, dejando actualmente al descubierto una parte, de todo el conjunto litológico que compone la aludida vacuidad eugeosinclinal.

El desarrollo más importante y de caracteres geológicos más salientes lo encontramos siempre en los alrededores inmediatos a los grandes cuerpos ultrabásicos y básicos, que serán descritos en este estudio en el capítulo correspondiente al magmatismo simaico inicial (cf. infra).

Es notable en el área, la presencia de numerosas rocas volcánicas, la mayoría de pequeños asomos no representados en la carta geológica adjunta, que recubren a la vacuidad eugeosinclinal, y que restringen en parte la superficie de afloramiento de las rocas paleozoicas antiguas.

El intenso microplegamiento, corrugaciones y a veces hasta el plegamiento muy apretado de escasa magnitud, que ha afectado a estas rocas con vergencia dominante hacia el Este, como asimismo la falta de base aflorante, la intensa erosión sufrida, ya mencionada, y la carencia absoluta de estratos guías, imposibilitan determinar su orden de sucesión y verdadera potencia estratigráfica primaria. No obstante, puede decirse que el espesor aparente de esta sucesión es de 1.200-1.500 m en el sector de estudio. Destacamos que Harrington, (1953) le asignó a todo su Grupo Villavicencio una potencia de 2.000-2.300 m, en el cual estarían incluidos a criterio propio, varias entidades que comprenden complexivamente a la vacuidad y el flysch.

El límite inferior de esta entidad o tectonotema primero (Borrello, 1965 y 1969) es desconocido, no observándose en el área otros elementos que puedan ser asignados a una entidad más antigua. Constituye, pues, la vacuidad expuesta, un verdadero "basamento" regional de singulares características en el ámbito de la Precordillera, hasta Cordillera Frontal, donde se insinúa su desarrollo geotectónico en una magnitud considerablemente mayor.

El límite superior está determinado mediante un plano de marcada discontinuidad litológica, por la superposición de rocas del tipo de las grau

vacas de color verde oscuro y pizarras gris verdosas oscuras a negras que transformados en semiesquistos y filitas componen el flysch en sus facies "tipo Cordón Cortaderas" (cf. infra). A primera vista, observando este límite, la impresión es de estar en presencia de un plano de concordancia, pero nos inclinamos a pensar en una discordancia de bajo ángulo por las características diferentes de ambos conjuntos. A trechos esta superposición asoma removida localmente por la acción tectónica del ajuste estructural de los elementos de la tectogénesis: vacuidad y flysch, respectivamente.

Este contacto puede observarse en magnífica exposición sobre la ladera oeste del cerrillo Agua Escondida y en su prolongación inmediata hacia el Norte y Sur. En el sector del cerro Cortaderas, una densa manifestación volcánica enmascara el referido límite vacuidad-flysch.

No sólo en este contacto las metamorfitas de la vacuidad están recubiertas por rocas volcánicas de edad terciaria. En otras localidades sobre todo hacia el Oeste de la mina Cortadera (talco) rocas volcánicas terciarias, se ajustan en parte en su distribución a la esquistosidad dominante de las metamorfitas, con rumbo Norte-Sur a Nordeste-Sudoeste y a ellas recubren en tajante discordancia por superposición geotectónica mayor (ciclos paleoóidicos y neoóidico, respectivamente).

Por último, hacia el poniente las rocas de la vacuidad se ocultan bajo los sedimentos cuaternarios del gran bajo de la Pampa Seca, y por fallamiento desaparecen contra las sedimentitas del flysch en dirección al Sudoeste del área estudiada.

Indicó Avé-Lallemant (1890) que a las rocas metamórficas que participan de los "Esquistos Hurónicos" (sic) se le sobreponen en absoluta concordancia, por normal estratificación se entiende, las rocas que constituyen el Silúrico inferior de su discernido esquema regional.

Ya hemos expresado también, que en parte Stappenbeck (1910) había reunido en una sola entidad a las capas que caben en la vacuidad y flysch. Por lo tanto el límite entre un tipo de rocas y otra no llegó a establecer

lo; señaló facies metamórficas distintas (sic) dentro de un mismo complejo que denominara "Sistema Devoniano" (sic), para el ambiente de la Precordillera y como "Rocas estratificadas del Paleozoico inferior" (sic) para su extensión a la Cordillera Frontal.

En el área del portezuelo de Bonilla y en sus alrededores, Keidel (1939) aludió a la presencia de corrimientos con mezclas tectónicas y milonización en rocas semejantes de la ahora reconocida vacuidad, asignando en el caso todo a su "Conjunto de Bonilla" (sic) ligado al desarrollo de los depósitos de su otra entidad discernida: "Conjunto de Farallones" (sic).

Polanski (1957-1958) expresó que en la Cordillera Frontal, es estructura ímbrica, tardío-variscica, la que está constituida por varias escalas del "Basamento" y del Carbónico que se cabalgan recíprocamente con ángulos altos. Si bien existen en el flanco occidental de la Precordillera entre Uspallata y Tontal indicios de tectónica de fallas, no es este el caso de imbricación lo que se comprobó finalmente, en el área estudiada, por las observaciones propias.

Según Harrington (1953) la "Facies Cartadera", por él así designada para identificar al conjunto litológico de mayor metamorfismo en el área homónima de la Precordillera y perteneciente al "Grupo Villavicencio", en el sector de Agua del Jagüel (lugar situado fuera de nuestra zona de estudios por escasa distancia hacia el Sur) estaría recubierto en marcada discordancia angular por la Formación Jagüel, del Carbonífero inferior. Además destaca la presencia de imbricación en grandes escalas para el grupo descripto. Nuestras observaciones en el Cordón Agua del Jagüel (diferente al sector Agua del Jagüel) nos han permitido determinar que existe una discordancia angular evidente pero entre las vulcanitas permo-triásicas y los remanentes de vacuidad eugeosinclinal expuestos, no aflorando allí el Carbonífero, que en facies marino-continental son una clara expresión molásica en medio de la sierra de Uspallata y otras comarcas de la Precordillera y Cordillera Frontal, del Oeste Argentino.

En la zona de "El Choique", Santa Elena, Uspallata, de Romer (1964)

también destaca una discordancia entre el conjunto metamórfico y el Carbonífero, aserto que no es difícil de explicar en este caso y en los precedentemente aludidos si se tiene en cuenta la magnitud de la tectónica geosinclinal de la Precordillera entre los subciclos de la tectogénesis y orogénesis respectivamente.

Borrello (1969) hace hincapié en la importancia que tiene la separación por discontinuidad litológica entre vacuidad y flysch, que ha veces puede ser incluso con plano de discordancia, pero esto último no es condición indispensable.

Rolleri y Criado Roque (1969) han señalado que en Mendoza, el contacto entre las metamorfitas atribuidas al Cambro-Ordovícico (Vacuidad eugeosinclinal) y el Silúrico-Devónico (flysch), es tectónico, no siendo siempre fácil establecer tal relación con seguridad, según los autores.

Por las observaciones realizadas en la zona de trabajo cabe reiterar la posible presencia en algunos sectores de un plano de discordancia de bajo ángulo bien definido, que alcanzó una remoción parcial ulterior (tectónica plio cuaternaria). Al límite superior del conjunto metamórfico o vacuidad eugeosinclinal sigue el flysch "tipo Cordon Cortaderas" (cf. infra), compuesto fundamentalmente por psamitas y pelitas de color verde oscuro a negro (transformadas en semiesquistos y filitas). La distinción entre ambos tectonotemas es incuestionable a la vez. La presencia de remanentes de erosión pertenecientes a la vacuidad que si afloran debajo del flysch en el sector noroeste, nos lleva a pensar en cambio en un corrimiento local del flysch sobre la vacuidad, que luego erosionado dió lugar al asomo parcial de las metamorfitas de la vacuidad. No es posible resolver en estas condiciones la extensión de la discordancia que fuera examinada en otros sectores (cf. supra).

En el capítulo correspondiente al ciclo tectónico habrá de destacarse la importancia que han tenido los movimientos de tipo embrionarios, que son los que actúan a la terminación de la depositación de la vacuidad, probados por la presencia de brechas de flanco (brechas intraformacionales) y de una olisitización manifiesta después (bloques de caliza caídos por slumping en el

flysch) sobre el ambiente miogeosinclinal (externide) y por consiguiente también presentes por encima de la zona eugeosinclinal (internide). Todo esto nos lleva a determinar la presencia de discordancia hasta con corrimiento parcial, entre las dos entidades mencionadas arriba, aún declarando que los movimientos embrionarios, simplemente tensionales y precursores (Borrello, 1969 a) por su carácter han incidido en forma importante en semejante área geosinclinal. Los movimientos embriotectónicos han sido pues subembriotectónicos al permitir la formación de brechas de vacuidad (miogeosinclinal) y posteriormente posembriotectónicos con olistolitos diversos en el flysch.

Como ya lo destacara Borrello (1965 y 1969), lo importante en el caso es la discontinuidad litológica, que separa ambas entidades geotectónicas, discernibles como vacuidad eugeosinclinal y flysch suprayacente. Se trata de la discontinuidad subtectónica. La misma dividió la tectogénesis en dos fases: vacuidad y flysch. La tectónica precursora es así el límite entre el tectonema inferior y el medio en esta área geosinclinal.

En cuanto a su relación con las sedimentitas carboníferas, del régimen molásico, nada podemos agregar debido a que en la zona abarcada por nuestro estudio, no aflora dicho conjunto suprapaleozoico, aunque fuera reconocido el extremo norte del Cordón Agua del Jagüel (cf. supra).

. Caracteres litológicos: Autores anteriores se han expresado acerca de la composición litológica de estas rocas metamórficas, que constituyen la entidad geotectónica denominada como vacuidad eugeosinclinal, conforme a lo indicado por Borrello (1965, 1969). Las respectivas referencias más importantes que precisamente interesan a los fines de la presente exposición caben en los términos que siguen.

Avé-Lallemant (1890) es el primer autor que aludió a la presencia de filitas, esquistos micáceos y cloríticos, de marcado lustre sedoso y en menor proporción cuarcitas en bancos gruesos. Describió juntamente a tales rocas a los cuerpos ultrabásicos incluidos, constituidos por diabasas y serpentinitas (sic) íntimamente ligados por doquier en el área, al complejo metamórfico. Ade



más hubo de destacar la presencia de dos tipos de rocas calcáreas que incluye-  
ra dentro del ciclo Hurónico (sic): por un lado las que se intercalan con las  
filitas y esquistos, ligadas a los cuerpos básicos y ultrabásicos y, por otro,  
las que corresponden a las grandes masas de calizas que constituyen por ejem-  
plo el cerro Blanco de la Cortadera, que a su vez según su juicio, son diferen-  
tes a las rocas calcáreas que componen el cerro de la Cal y el cerro Pelado,  
en el Este y centro de la Precordillera de Mendoza. A nuestro entender, estos  
depósitos calcáreos (cerro Blanco) deben ser incluidos dentro del cuerpo mio-  
geosinclinal, esto es en medio de la zona externa de la vacuidad y en la pro-  
pia zona proximal del gran ámbito ortogeosinclinal del Paleozoico inferior de  
San Juan y Mendoza.

Dentro del "Sistema Devoniano", Stappenbeck (1910) señaló la presen-  
cia de filitas, semiesquistos, que forman intercalaciones e interposiciones en-  
tre grauvacas y pizarras (sic), v. gr. Santa Elena y Sierra de la Cortadera al  
Sudeste y Norte de la Villa de Uspallata, respectivamente. Destacó que las ro-  
cas filíticas son derivados metamórficos de las grauvacas y pizarras y que no  
deben separarse de éstas como pertenecientes a otra entidad formacional (como  
lo hiciera en su ocasión, Avé-Lallemant). Se trataría en su opinión, simplemen-  
te de rocas transformadas por metamorfismo, elemento no suficiente para separar  
formaciones diferentes. También alude a la presencia de rocas básicas como ga-  
bros y diabasas, en la comarca de Uspallata y Cortadera, en medio de grauva-  
cas y pizarras arcillosas de la secuencia que el mismo refiriera al Eopaleozoi-  
co en conjunto.

Stieglitz (1914) describió petrográficamente rocas del tipo de los  
esquistos verdes granatíferos y filitas, filitas calcáreas verdosas y pizarre-  
ñas, con lustre de terciopelo, calcáreos y rocas básicas serpentinizadas de la  
Sierra de la Cortadera.

Al referirse a la geología de la falda oriental de la Cordillera del  
Plata, Stappenbeck (1917) destacó el desarrollo de rocas semejantes como conti-  
nuación de las grauvacas grises, esquistos y filitas del Paleozoico inferior  
de la Sierra de Uspallata. Son las rocas afectadas por el metamorfismo de con-

tacto, con la formación de rocas "córneas, filitas rocas parecidas a gneis, hasta esquistos micáceos granatíferos" (sic) a veces cuarcitas muy "resquebrajadas". En algunos sectores las rocas así descritas por este autor, han sido transformadas en "filitas de cuarzo, micaesquistos cloritoide y micaesquistos con nódulos". Poseen vetas andesíticas y otras rocas volcánicas interestratificadas. A veces no faltan en este campo complejo rocas eruptivas del tipo gábrico.

Para el "Conjunto de Farallones", Keidel (1939) hubo de mencionar para el cordón serrano homónimo, la presencia manifiesta de pizarras filíticas, arcillosas, de color rojo pardusco a violado, cuarcitas, grauvacas micáceas, filitas sericíticas de marcado lustre sedoso, pizarras filíticas y areniscas pizarrenas, con escasísimas calizas. A la presencia de metamorfismo de dislocación subordinó el proceso de alteración, no obstante admitirse la acción del mismo metamorfismo regional en toda esta secuencia geosinclinal. Las filitas sericíticas de lustre sedoso (sic) corresponden sin duda a los "Schistes lustrés" de las facies eugeosinclinales distinguidos originariamente en los Alpes (Francia) para la zona interna geosinclinal. En forma similar para el "Conjunto de Bonilla" citó este autor a rocas diferentes mezcladas unas con otras, inclinadas generalmente al Este. En la respectiva asociación fueron identificadas filitas sericíticas, gris oscuras a verdosas, con capitas de cuarzo, sobresalen también las calizas, en parte dolomíticas y parecidas, según este autor, a las del tiempo ordovícico. Estas calizas se presentan en forma de mezcla tectónica como en jirones de mayor tamaño. El metamorfismo identificado sería en su concepto menos marcado para el Conjunto de Bonilla, que en las rocas del Conjunto de Farallones.

Según Buenanueva (1949) el conjunto metamórfico aludido de la sierra de Uspallata, estaría constituido por: filitas sericíticas de marcado lustre sedoso, esquistos cloríticos-sericíticos, esquistos y filitas arcillo-sericíticas. Indicó a la vez en los contactos de las diabasas y serpentinitas, con las rocas de caja, a pizarras calcáreas de color negro, que alternan con las rocas cloríticas-sericíticas. Se describe petrográficamente a una pizarra calcárea con grafito de la ladera del cerro Cortaderas, roca de origen sedi-

mentario (shale) (sic), con carbonato de calcio, grafito y pirita de hierro de color negro. Proporcionó datos también sobre un skarn al Nordeste del cordón Cortaderas.

Para la Cordillera Frontal, Polanski (1954-1957-1958) desestima lo expresado por Stappenbeck (1917) acerca de la presencia de un sólo conjunto con facies metamórficas, de contacto. Para Polanski es evidente el metamorfismo regional causado en rocas originalmente pelíticas y compuesto fundamentalmente por tres facies: facies de esquistos verdes, facies de albita-epidoto-anfibol y facies de anfibolita algo más rara. Además la presencia de rocas calcáreas cristalinas, puras e impuras. También refirióse a los cuerpos ultrabásicos y a las para y ortoanfibolitas que con alguna frecuencia prevalecen en el área de las rocas metamórficas a que se refiere este capítulo.

Los trabajos de Zardini (1958, 1960 y 1962) que se refieren al ámbito de la Cordillera Frontal y Precordillera, y especialmente dirigidos a la petrografía de los cuerpos ultrabásicos y básicos allí aflorantes, lo han llevado a la conclusión de que existen los siguientes tipos litológicos en las cajas de las masas mencionadas. Para el complejo metamórfico del río de las Tunas (borde Cordillera Frontal) cita a: filitas, micacitas, esquistos anfibólicos, calizas cristalinas y cuarcitas. El metamorfismo predominante es el de la zona de granate-almandino, con actinolita. El autor mencionado señaló a su vez para las rocas de caja del cuerpo serpentínico de la mina "Sol de Mayo" en el río de las Tunas, a esquistos granatíferos que representarían la parte alta de las facies de anfibolita. También mencionó la presencia de esquistos talco-actinolíticos y esquistos cloríticos, expuestos en el mismo sector. Para la mina "La Mendocina", Santa Elena, Uspallata, citó en cambio la presencia en las cajas de calizas cristalinas, en parte dolomíticas, de color gris verdoso de estructura lajosa y masiva, de la facies de esquistos verdes, originados a bajas temperaturas (100°-200° C) y altas presiones dirigidas.

En trabajo de síntesis sobre las serpentinitas de la Precordillera y Cordillera Frontal destaca Zardini (1962), que el metamorfismo regional soportado por las rocas de caja en la zona de La Cortadera, es propio de la parte alta de la facies de esquistos verdes.

El Grupo Villavicencio, "Facies Cortadera" según Harrington (1953) incluye a las rocas de mayor metamorfismo del área, con rocas básicas y ultrabásicas interpuestas, compuestas por filitas azuladas a gris aceradas, raras metacuarcitas y más abundantes intercalaciones de calizas, para este autor, idénticas a las que componen su "Facies Alojamiento" (metasedimentitas con intercalaciones de calcáreos).

En el sector de "El Choique", Santa Elena, Uspallata, de Romer (1964) describió a una "Serie Metamórfica", subdivisible en dos unidades separadas incluso por probable discordancia, una inferior y otra superior. La primera estaría constituida por rocas verdosas y rojizas en capas alternantes de 1 a 5 mm de ancho; son en parte filíticas. El grado metamórfico sería el de muscovita-clorita, a veces propio de los estadios más altos de la facies de esquistos verdes, con presencia de efectos derivados del dinamometamorfismo. La superior se compondría por dolomías y esquistos dolomíticos, serpentinitas y areniscas cloríticas esquistosas, filitas y pizarras filíticas y rocas calcáreas bien laminadas.

En los alrededores de la mina "Rivadavia", Cordón de Bonilla, Uspallata, Cosentino (1968) describió a rocas ultrabásicas y rocas de caja compuestas por: calizas cuarcosas, filitas carbonáticas y esquistos clorítico-dolomíticos y esquistos albiticos y además un borde dolomítico-ferruginoso que, si bien formaría parte de la roca de caja, está íntimamente ligado a los procesos que afectaron la evolución de los cuerpos ultrabásicos. El metamorfismo regional lo liga a la facies de esquistos verdes, a su vez.

Con motivo de detallado examen del complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, Villar (1969), describe como rocas de caja a esquistos cuarzo-biotítico-sillimaníticos, esquistos cuarzo biotítico-granatíferos y esquistos cuarzo albitico-epidótico-actinolítico, más migmatitas, en los contactos. Se agrega una intensa venación de cuarzo, irregularmente distribuida en el conjunto.

Borrello (1969) al referirse a los geosinclinales de la Argentina, describe el desarrollo de la vacuidad eugeosinclinal del tiempo paleoídico, a-

florante en la Precordillera y Cordillera Frontal y destaca los caracteres litológicos apuntados por otros autores y agrega observaciones propias para el área de la Precordillera, especialmente para la zona de La Cortadera. Es importante decir que este autor considera a las finas metasedimentitas del tipo sedoso como equiparables con los "schiste lustrés" de facies eugeosinclinales. De la misma comarca occidental de la Precordillera de Mendoza aporta datos diversos e importantes acerca de las relaciones que caracterizan las referidas facies de eugeosinclinal (Paleoóidico) con los manifiestos procesos de ofiolitización. Además fue el primer investigador que deslindó en ésta y otras áreas de la Precordillera y Cordillera Frontal la vacuidad del tipo indicado, de la geogeneración sedimentaria del flysch. Los otros resultados son objeto de consideración específica en los temas siguientes de esta obra (cf. infra).

En conclusión de acuerdo al análisis bibliográfico precedente, podemos expresar que los autores que han actuado en esta entidad geotectónica, com probaron en lo esencial los siguientes hechos: a) Que son evidentemente rocas metamórficas las que forman en la base de la secuencia paleozoica el cuadro de la vacuidad eugeosinclinal, tratándose originalmente de sedimentitas de grano fino (pelíticas), a veces con cierta abundancia de material calcáreo en su composición; b) La acción del metamorfismo regional (no de contacto, o si existe éste, es de acción local), ha transformado estas rocas en filitas, esquistos y calizas cristalinas. Se le sobreimpone el metamorfismo dinámico; c) Asociados a los mismos, íntimamente, aparecen los cuerpos ultrabásicos y básicos, generalmente serpentinizados que son una característica del flanco occidental de la Precordillera y Cordillera Frontal, en el territorio de Mendoza; d) Al parecer existe un aumento del grado de metamorfismo desde la Precordillera hacia la Cordillera Frontal, que pasa de facies de esquistos verdes predominante, a facies de anfibolita. Esto coincide con la mayor subsidencia que parece pertenecer hacia el Oeste de la Precordillera a la zona metageosinclinal de la Cordillera Frontal. Es notable también que hacia las áreas más profundas de la cuenca eugeosinclinal (Bonilla-Cordillera Frontal) se produjo la gran depositación carbonífera (moladas), cosa que no ocurrió en la comarca de La Cortadera, al parecer de menor profundización relativa; e) Es una tendencia

el separar de este conjunto metamórfico (que indudablemente lleva calizas cristalinas interestratificadas) a los cuerpos calcáreos que componen los grandes macizos de la Precordillera, restringiendo solamente a las capas calcáreas interestratificadas con las filitas como del mismo ciclo y aquellas que se relacionan íntimamente con los cuerpos ultrabásicos en su génesis (bordes calcáreo-dolomíticos).

Las observaciones de campo efectuadas, han permitido visualizar en el sector de estudio, que la vacuidad eugeosinclinal está compuesta esencialmente por rocas metamórficas, de esquistosidad marcada, de rumbo Norte-Sur a Nordeste-Sudéste y buzamiento variable desde la vertical hasta la inclinación de los 50-70° al Este. En su mayoría observamos la presencia de filitas, esquistos, y en menor proporción calizas cristalinas, de tonalidad clara que contrastan netamente (Lámina I, a y b; Lámina II, b) en el relieve con las rocas que se sobreponen, que constituyen el flysch y además con los cuerpos ultrabásicos incluidos de fuerte color verde oscuro. Las tonalidades que presentan las metamorfitas son variables de lugar a lugar. Por lo común se advierten rocas amarillentas, amarillo-verdosas, grises, gris-azuladas, rojizo-claras, rojizo-amarillentas, hasta verde oscuro y verde amarillentas por abundancia de clorita. En todos los casos el grano fino y el lustre sedoso, por la presencia de mica, clorita y talco en superficie, y en parte el brillo centelleante le transmiten a estas rocas una característica física y megascópica inconfundible.

Se trata de rocas de poca resistencia a la erosión, por haber sufrido profunda alteración durante su evolución estructural y presiones importantes, aparte de tener el aludido grano fino de composición original. Son separables en pequeñas láminas, según los planos de esquistosidad, que varían desde pocos milímetros hasta escasos centímetros.

Es dable destacar por una parte la presencia de rocas calcáreas a calcáreo-dolomíticas, del tipo mismo de los calcáreos de vena, que aparecen arealmente sobre todo en los contactos con los cuerpos ultrabásicos serpentizados (Lámina II, a). Forman afloramientos importantes y sobresalientes en el relieve, su color es amarillo herrumbroso externamente y gris oscuro a

amarillento grisáceo en corte fresco. Seguramente se vinculan íntimamente, con la génesis de los cuerpos ultrabásicos, o bien se asocian a los mismos por la acción del metasomatismo.

Se presentan a la vez rocas calcáreas interestratificadas con las filitas y esquistos. En realidad son calizas recristalizadas por metamorfismo regional a grado de filita, transformadas en mármol. Poseen siempre un característico color gris claro a gris oscuro con venillas blancas de calcita que cruzan en numerosas direcciones, a veces pueden presentar externamente una pátina amarillenta causada por oxidación (meteorización). Alternan con las filitas en capas de escasos centímetros, normalmente de 7 a 10 cm de espesor, y generalmente asoman en las cercanías de los cuerpos ultrabásicos, pero no participan de su estructura, ni menos aún de su génesis. Petrográficamente se trata de agregados de cristales de calcita, con textura granoblástica marcada, cruzadas por venillas de calcita secundaria. Contienen muscovita en menor proporción.

Resumiendo en lo que respecta a rocas calcáreas, se diferencian dos clases: unas que se relacionan íntimamente con los cuerpos ultrabásicos que no se hallan afectadas por metamorfismo regional (serían calcáreas del tipo vena) y otras que se intercalan con las filitas, de evidente origen sedimentario luego transformadas en mármol por la misma acción metamórfica.

Las rocas filíticas, mencionadas, que son las que prevalecen en la composición de la entidad geotectónica que se describe y que configuran la generación original de la vacuidad. Revelan al examen microscópico la presencia de una esquistosidad anterior nuevamente deformada, probable relicto de estratificación primaria, indicador de su origen sedimentario. En general con abundancia de clorita, en forma de folias delgadas y granos más o menos equidimensionales de cuarzo límpido y albita en menor proporción, además se observó la presencia de venillas de calcita, sin deformación, es decir posteriores a la acción profunda del metamorfismo (probablemente incluso, relacionadas con los calcáreas de vena ya citados que forman cuerpos importantes). También se encuentran venas de cuarzo y minerales opacos (hematita), que en algunos sec-



tores pasan a formar incluso venillas de calcita con óxido de hierro.

Ha sido posible distinguir perfectamente algunas crestas de micropliegues que representan una deformación de la estructura de la matriz. En otros casos se presenta una textura muy uniforme y homogénea con dos direcciones de esquistosidad principales, una que está dada por la desarrollada sobre un clivaje de flujo y otra dirección relicto, que puede ser estratificación antigua, que está marcada por una serie de laminillas deformadas de clorita y granos más o menos equidimensionales de cuarzo. A veces presentan clivaje de fractura bien marcado. A lo largo de los nuevos planos de esquistosidad se observa una pigmentación producida por óxidos de hierro y una deformación secundaria de la esquistosidad que está evidenciada por planos acodados o kink, hasta con intensa corrugación. No se pudo observar recristalización a lo largo de esos planos, ya que se trata de una deformación postcristalina.

En algunas muestras pueden visualizarse, incluso megascópicamente, dos direcciones principales de planos acodados, que se cortan y que deben relacionarse probablemente a dos movimientos tectónicos.

Existen agregados de titanita, irregulares o en cristales bien desarrollados, que se han formado sobre la estratificación deformada. En otros casos pareciera que ésta fuera incluso anterior a la deformación, puesto que están fracturados o rotados. En algunos casos las rocas estudiadas presentan las características de un semiesquisto, con abundante material cuya granulometría corresponde a una arena fina y con una matriz compuesta por sericita y clorita, donde se han podido diferenciar perfectamente algunos granos, que indicarían su origen sedimentario. Se trata de una roca derivada de una limolita.

Una muestra de roca calcárea que fuera tomada en las inmediaciones de los contactos con los cuerpos ultrabásicos, y que presenta textura granoblástica, reveló como componentes, además de la calcita abundante, de cuarzo en granos diseminados, epidoto y agregados o concentraciones de sericita. Esta roca no presenta un ordenamiento de los componentes y en ciertos sectores

se observa una matriz de grano fino con cristales euedrales de calcita distribuidos al azar, que en cierto modo se parecen a las venas de calcita que se encuentran dentro de las rocas filíticas.

Evidentemente estas rocas han sido formadas posteriormente al metamorfismo regional, quizás como material de relleno postectónico; aunque es probable que haya existido aún, cierta temperatura de la roca de caja, indicio dado por la presencia de epidoto. Se trata de un material epigenético en definitiva.

Una muestra recogida en las inmediaciones de una colada volcánica posterior (Terciario), sobrepuesta a las filitas, demostró ser una pizarra moteada, derivada por metamorfismo de contacto de muy bajo grado (hasta 300°C) y compuesta por agujas de actinolita y clorita fundamentalmente, de grano muy fino, con motas indefinidas y un material acicular sin orientación preferencial que se puede definir como actinolita.

A excepción de esta muestra, las demás deben relacionarse a la acción del metamorfismo regional de bajo grado. Todas las muestras estudiadas caben dentro de la facies de esquistos verdes y a su vez encuadrarían dentro de las primeras subfacies de este grado metamórfico.

Unicamente como estructuras o microestructuras, destacamos la presencia de los aludidos micropliegues o corrugaciones. No se reconocieron otras, que posiblemente hayan sido borradas, si existieron, por la acción del metamorfismo regional.

Composición de algunas metamorfitas estudiadas (en %)

Muestra	Clorita	Cuarzo	Albita	Calcita	Acces.	Oxidos	Clasificación
T 7	40	15	15	10	10	10	filita
T 9	70	10			15	5	filita
T 12	50	25	15	3	3	4	filita
T 14	60	30				10	filita
T 11				90	5	5	mármol

Las muestras analizadas han revelado ser, sin excepción, fundamentalmente de grano fino y derivadas de rocas sedimentarias pelíticas estratificadas. Esto se basa en la presencia de relictos de estratificación, algo borrada y deformada por la esquistosidad, con cierto aporte calcáreo incluso, dado por la interposición de calizas sedimentarias transformadas en mármol. En opinión de Borrello (1969) este carácter se debería al desarrollo de un régimen de transfacies, en el cual engranan el miogeosinclinal y el eugeosinclinal. Es evidente que una acción dinámica posterior han soportado estas rocas dentro del área estudiada así como en sectores vecinos del campo interno geosinclinal.

A todo lo expresado debemos agregar además la existencia de una venación a veces densa, de cuarzo blanco, morado, rojizo, emplazada a lo largo de los planos de esquistosidad de las aludidas leptometamorfitas. La venación de referencia no pasa a los cuerpos ultrabásicos serpentinizados. En ciertos sectores las venas silíceas aparecen justamente en el contacto entre la vacuidad y el flysch suprayacente, esto es en el deslinde entre el primero y el segundo de los tectonotemas que forman en la estructura la superunidad de la tectogénesis.

Importancia tiene en el caso el hallazgo efectuado en las inmediaciones de las minas de talco que se sitúan a 4,5 km al Norte de la junta de caminos que se bifurcan cerca del Cordón Agua del Jagüel, sobre la margen oeste del camino principal, en medio de rocas filíticas típicas de la vacuidad y cerca de un cuerpo serpentínico, se hallaron lentejones de 0,5 a 1 m de largo, compuestos por material silíceo, algo deformado, muy diferente a la venación de cuarzo común ya citada. Se trata de rocas de color gris oscuro a marrón grisáceo, que se presentan bastante tectonizadas, incluso hasta ligeramente plegadas, pero que reconocen su origen por precipitación química (Lámina III, a). Petrográficamente se trata de milonitas, compuestas esencialmente por cristales de cuarzo de tamaño sumamente reducido que provienen de la desintegración de individuos mayores que aún se conservan como relictos. En menor proporción se distinguen cristales gruesos de calcita y de minerales opacos asignables a pirita (?).

A nuestro juicio podrían corresponder a lentes ftaníticos, que normalmente se asocian al cortejo ofiolítico del magmatismo simaico inicial, presente en nuestra zona de estudio con caracteres singulares, y que a su vez caracterizan a la vacuidad eugeosinclinal en la zona axial. Estos lentes ftaníticos (ahora milonitizados) están formados por precipitación química en ambiente marino y relacionados a erupciones de lavas básicas submarinas. Por asimilación de Na del agua de mar, estas lavas, liberan sílice, que precipita como capitas o lentes, incluso a veces como verdaderas radiolaritas. El enmascaramiento que produce la profunda acción dinamometamórfica deja algo de duda al respecto, pero la observación de campo y la diferencia notable que existe con las venas de cuarzo ya mencionadas, y con cualquier otro componente litológico de la vacuidad, más la relación evidente de estas rocas con el cortejo ofiolítico y asu vez con la vacuidad eugeosinclinal, nos lleva a pensar en que se trata en verdad de ftanitas.

En conclusión puede expresarse que de acuerdo a las observaciones y a los estudios petrográficos efectuados, en la zona examinada, la vacuidad eugeosinclinal está compuesta esencialmente por rocas de metamorfismo regional de bajo rango, derivadas de sedimentitas de grano fino (pelitas en su mayor parte, hasta limolitas en menor proporción). La esquistosidad es bien marcada y orientada de Norte a Sur a Nordeste-Sudoeste. Los tipos litológicos fundamentales serían: filitas, y en menor proporción calizas cristalinas (mármoles), cuyo grado metamórfico correspondería a la facies de esquistos verdes y a su vez dentro de las primeras subfacies. Las rocas filíticas presentan en general lustre sedoso y brillo centelleante por abundante contenido de clorita y micas. Algunas rocas poseen signos de metamorfismo dinámico sobreimpuesto, con la formación de semiesquistos.

No nos fue posible reconocer verdaderas cuarcitas dentro de este conjunto. Como tampoco la presencia de "jirones" de calizas que han citado otros autores para comarcas vecinas, v.gr. Keidel (1939) para la zona del Cordón de Bonilla, Uspallata. Las cuarcitas son en general raras en las facies ortogeosinclinales del Oeste Argentino, aunque se las ha localizado en la zona mio-geosinclinal y dentro de las facies del flysch en San Juan (Borrello, 1969).

Disentimos con el criterio vertido por Avé-Lallemant (1890) referente al hecho de que las calizas de la vacuidad eugeosinclinal ("Esquistos Murónicos"), guardan relación directa con las calizas (o que pertenecerían al mismo ciclo) que componen por ejemplo el cerro Blanco de la Cortadera y el Cordón del Alojamiento. En parte a este concepto se adhirió Harrington (1953), para las "Facies Cortaderas" (sic).

Es obvio que las calizas del cerro Blanco y del Cordón del Alojamiento, deben ser asignadas a la vacuidad miogeosinclinal en el campo externo del geosinclinal paleoídico. Es evidente que el aspecto exterior de estos calcáreos es bastante similar a los que componen los bancos interestratificados con las filitas, pero su naturaleza íntima y su disposición revelan, diferencias notables de formación.

Los lentes ftaníticos encontrados, ahora metamorfizados, indicarían una asociación importante y ya reconocida en el mundo entero, de sedimentos silíceos, ofiolitas y metamorfitas de la vacuidad eugeosinclinal.

Los grandes cuerpos ultrabásicos examinados en La Cortadera y sus alrededores, incluidos en las rocas filíticas, serán tratados en capítulo aparte (cf. infra) al abordar en este trabajo la consideración respectiva de las rocas del magmatismo simaico inicial u ofiolitización.

. Sobre restos orgánicos de la vacuidad: Una cita de Stappenbeck (1910) expresa que, según comunicación de Stieglitz, habíase encontrado, en una de las muestras calcáreas recogidas en La Cortadera, restos de Globigerinas, no precisando el lugar de la toma de muestra, aunque a todo el conjunto lo refirió al "Sistema Devoniano" y no al "Siluriano", que sería la secuencia de origen de las grandes hiladas de calizas de la vacuidad miogeosinclinal en la Precordillera.

Años más tarde, Stieglitz (1914) confirmó este hallazgo al describir una cal (sic) gris clara con manchitas parduscas amarillentas. En el corte se presenta un agregado de gránulos de carbonato, donde se encuentran restos de foraminíferos, con una estructura en parte radiado-fibrosa. En el car-

bonato se hallan diseminados granos de cuarzo. La clasifica finalmente como cal con globigerinas (sic).

En base a lo expresado deducimos, que como Stappenbeck incluyó dentro del "Sistema Devoniano" a las metamorfitas de la vacuidad eugeosinclinal más las sedimentitas del flysch, y solamente las metamorfitas llevan calizas intercaladas, que en apariencia coinciden con la descripción de Stieglitz, estos restos orgánicos podrían estar presentes en los calcáreos intercalados de la vacuidad eugeosinclinal, aunque el grado metamórfico que presentan nos deja dudas al respecto.

Vanos fueron los intentos de comprobar mediante el estudio de secciones delgadas restos orgánicos en las masas de calizas cristalinas intercaladas con filitas. Tampoco fue posible encontrar restos de Radiolarios en los lentes filíticos citados en páginas anteriores, o presencia de restos carbonosos como relictos de probables estructuras orgánicas, en las rocas filíticas.

En las metamorfitas de la Cordillera Frontal, Polanski (Polanski, 1958, 1964) menciona la presencia de grafito y carbón nativo, que podrían ser probables indicios de existencia de vida en el geosinclinal antiguo. Ningún otro dato existe sobre restos o indicios de vida en estas metamorfitas.

Los restos fósiles tal como lo ha comprobado Borrello (1969) son en la vacuidad un atributo propio del régimen geosinclinal externo, en la zona de expansión miogeosinclinal, y sumamente escasos en la zona interna de eugeosinclinal metamórfica.

. Edad geológica: Variables han sido las asignaciones de edad que se han vertido sobre estas rocas. Avé Lallemant (1890) las consideró "Hurónicas", es decir precámbricas. El término respectivo es de cualquier modo indiscriminado y no posee aplicación estratigráfica en el tiempo actual por lo menos en el área estudiada en la presente oportunidad.

Explica Bodenbender (1922) que la "grauvaca de las cadenas orienta-

les no es presilúrica ni silúrica, sino en su mayor parte devónica". La referencia alude a una extensión correlativa que se impusiera este autor en el caso después de haber conocido bien otros sectores paleozoicos de la Precordillera.

Stappenbeck (1910) las asigna como "Sistema Devoniano" a filitas y grauvacas en conjunto, sin diferenciar, expresando que el grado metamórfico no es criterio para diferenciar edades como lo hiciera Avé-Lallemant, hecho evidentemente aceptable. En 1917 este autor, para la Cordillera Frontal las designa directamente como paleozoico inferior, por supuesto que indiferenciado.

Keidel (1939) declaró que no hay criterio fundado para asignarlas a la edad hurónica, como lo hiciera Avé-Lallemant, para los depósitos que afloran en Santa Elena, Uspallata. Mencionó además que podrían ser capas metamorfizadas en medida diferente, opinión semejante a la de Stappenbeck (1910-1917), en razón de que estas rocas no presentan las características propias de rocas sedimentarias alteradas a gran profundidad. Para este autor el "Conjunto de Farallones" es anterior al "Conjunto de Bonilla" y este último a su vez más antiguo que el manto de corrimiento de Buitre (sic). Es menester destacar que este investigador fue el primero en establecer distinciones de esta índole en las rocas que se identifican con la vacuidad (Borrello, 1965) a las que antecede en el proceso de las dislocaciones (corrimiento) del ciclo hercínico.

Buenanueva (1949) adhirió, no obstante, a lo dicho por Avé-Lallemant como pertenecientes al Precámbrico (Hurónico), sin penetrar mayormente en el tema de la cronología relativa del conjunto sedimentario.

Los estudios efectuados por Harrington (1953) llevaron a este autor a asignar en principio una edad Paleozoico inferior (dudoso) para todo el Grupo Villavicencio. Luego menciona varias alternativas que son: a) que el Grupo Villavicencio en "facies Cortadera" (nuestra vacuidad eugeosinclinal) y "facies Alojamiento" (en parte equivalente al flysch negro) son precámbricas. b) que los afloramientos de situación más oriental del Grupo Villavicencio son



ordovícicos (Llanvirniano) y los del Tontal, devónicos, las "facies Cortadera" y "Alojamiento" precámbricos. c) admitir que todo es devónico.

Para afloramientos de rocas semejantes de la Cordillera Frontal, Polanski (1958) asigna edad proterozoica (Rifeico?), hecho que comparte González Díaz (1958), para el Cordón del Portillo. También Aparicio (1956) consideró a las metamorfitas de Bonilla y Farallones como precámbricas.

Zardini (1962) estima que debe considerarse a las rocas de caja de los cuerpos básicos y ultrabásicos de La Cortadera, como de dubitativa edad precámbrica y separar al clásico Grupo Villavicencio de Harrington, como del Paleozoico. Para la zona de "El Choique", Santa Elena, Uspallata, de Romer (1964) considera que deben ubicarse como del Paleozoico o del Precámbrico, dejando abierta ambas posibilidades, pero establece criterios de antigüedad en base a su detallado estudio petrológico.

Borrello (1965), cita las metamorfitas del "Conjunto de Farallones" y del "Conjunto de Bonilla" de Keidel, como pertenecientes al Tectonotema I, vacuidad eugeosinclinal, del tiempo Cambro-Ordovícico. Estos conceptos fueron confirmados años más tarde (1969), describiéndose este Tectonotema I como perteneciente al ciclo Paleofídico, ocupando esta entidad geotectónica el régimen inicial del geosinclinal en sus facies más profundas. El mejor elemento de juicio, a propósito, lo constituyen las calizas de la Formación Bonilla que, quizás en régimen de transfacies conectan en el ortogeosinclinal paleofídico la vacuidad eugeosinclinal con la miogeosinclinal. En el cerro Pelado (Mendoza) y alrededores estas calizas llevan una fauna de tribolites del Cámbrico alto (Hungaia sp.).

Con motivo del estudio de la vertiente oriental de la Cordillera del Plata, Caminos (1965) aludió a las metamorfitas aflorantes, que en principio las ubica dentro del Precámbrico o Paleozoico inferior (precarbónicas), pues se le sobreponen sedimentitas del Carbonífero inferior en discordancia angular y no existen argumentos valederos para considerarlas precámbricas. Sobre el valle del río Mendoza estas metamorfitas asoman estrechamente en el flanco medio del lado oriental del cerro del Médano; allí se advierte (Borre

llo)(1), que las rocas de la vacuidad estan seguidas por sedimentitas del flysch tipo mesopaleozoico inconfundible para la Precordillera.

Posteriormente Dessanti y Caminos (1967) con el objeto de dar fehacientemente una edad absoluta a la consumación del metamorfismo regional de las rocas del Cordón del Portillo-Cordón del Plata hicieron efectuar la datación absoluta por el método K-A de cuatro muestras, que arrojaron estos datos: muestra 3:  $363 \pm 18$  m.a. (Devónico inferior); muestra 7:  $251 \pm 12,5$  m.a. (Pérmico medio); muestra 5:  $263 \pm 13$  m.a. (Pérmico medio). Evidentemente las edades por un lado son escasas y por otra parte deben desecharse por no reflejar la realidad, siendo demasiado jóvenes para poder pretender asignarlas por extensión al metamorfismo regional de todo el llamado "Complejo Metamórfico". Es probable que estas edades, según expresan los autores, sean debidas al efecto del último calentamiento sufrido por la roca, por la acción de los cuerpos intrusivos de las cercanías, no reflejando en verdad la edad del metamorfismo regional; hecho que ciertamente es digno de comparirse.

En el área de Novillo Muerto, Villar (1969) cita como del tiempo proterozoico a rocas esquistosas que forman la caja de los cuerpos ultrabásicos, expresando además que de acuerdo a sus conclusiones petrológicas, la intrusión del magma ultrabásico es anterior a la finalización del metamorfismo regional y probablemente coetáneo con el mismo, circunstancia que se advierte directamente tras el estudio metódico de campo.

En trabajo reciente, referido a edades radimétricas de la Argentina y su significado geológico, Stipanovic y Linares (1969) mencionan las edades de las metamorfitas citadas por Dessanti y Caminos (1967) para la Cordillera Frontal y están de acuerdo con estos autores en lo que se refiere a la escasez de datos para tener una aseveración más o menos segura de si efectivamente se está datando el último calentamiento de la roca o no, y también a los efectos de la acción térmica causada por las cercanías de cuerpos plutónicos.

---

(1) Trabajos recientes; comunicación oral.

Rolleri y Criado Roque (1969) refieren por una parte a "Farallones-Bonilla" de Keidel al Cambro-Ordovícico coincidiendo con Borrello (1969) quien ubica a los depósitos de tal edad como facies eugeosinclinal. Mencionan dentro del Silúrico-Devónico, a una parte del "Complejo Metamórfico" de la Cordillera Frontal, aserto que resulta de difícil discernimiento si se tienen en cuenta que el Oeste de la Precordillera y faja contigua de la Cordillera Frontal el llamado mesopaleozoico acusa indubitadamente facies de flysch.

En general las apreciaciones acerca de la edad de estas rocas son bastante dubitativas, ya en parte esto ha sido puesto de manifiesto por otros autores. Es evidente que son pocos los criterios que se tienen para hacer una determinación del tiempo estratigráfico. Esto es en parte consecuencia de la falta de base aflorante del conjunto. El límite superior por otra parte es generalmente tectónico o difícil de determinar, aunque nuestros trabajos nos llevan a considerar la presencia de una probable discordancia entre vacuidad eugeosinclinal y flysch suprayacente. Sea como fuere, y resumiendo las ideas vertidas por autores anteriores, podemos decir que casi hay uniformidad en que se trata de un conjunto que puede ubicarse en el Precámbrico o en el Paleozoico inferior a medio, con seguridad (precarbónico).

En la zona del presente estudio no se le sobrepone el Carbonífero, sino que su límite superior está dado por las sedimentitas del flysch que en otras localidades contienen fósiles silúricos o devónicos, incluso hasta del Llandeilo-Caradoc.

Compartimos las ideas de Borrello (1965-1969) en el sentido de que como es claro que se asocian a un proceso geosinclinal, denominado del ciclo paleoídico, (Cámbrico inferior a Triásico superior-Jurásico), que se inicia sin duda alguna con el estadio de la vacuidad o tectonotema I. Las características geológicas regionales y petrográficas en sus pormenores son coincidentes con la definición de la misma dada por Aubouin (1959) en sus lindes eugeosinclinales, y en razón que el par mio-eugeosinclinal de la Organización Geosinclinal (Aubouin, 1965) es coetáneo en el ortogeosinclinal. Como los calcáreos de la vacuidad miogeosinclinal pertenecen en toda la Precordillera al

tiempo Cámbrico inferior- Llanvirniano bien documentado por fósiles, y además por sobreponérsele sedimentitas del tiempo Silúrico-Devónico hasta en parte Llandeico-Caradoc (no documentado en nuestra zona, pero de evidente correlación con otros sectores fosilíferos de la Recordillera), cabe asignar con mayor seguridad a esta secuencia como perteneciente al período Cambro-Ordovícico en conjunto, tal como se expresara oportunamente (cf. supra).

Decididamente separamos a este conjunto de rocas metamórficas con intrusiones de cuerpos básicos y ultrabásicos concordantes, de los "esquistos y grauvacas" que se le sobreponen y que componen el régimen del flysch. En parte esto es lo que expresara originalmente Avé-Lallemant (1890), aunque no coincidamos con la edad atribuida.

Futuros fechados radiométricos darán en definitiva la verdadera edad de este complejo metamórfico de la vacuidad eugeosinclinal, investigaciones que deberán realizarse en forma densificada y representativa, si es posible por varios métodos para tener más comprobaciones fehacientes de los valores de edad. Asimismo datos absolutos de los cuerpos ultrabásicos y básicos también darán luz acerca del metamorfismo regional que afectara a las rocas de caja y fecha de emplazamiento de los mismos.

. Caracteres formacionales y denominación: Los términos de "Esquistos Hurónicos" (Avé-Lallemant, 1890); "pizarras cristalinas devónicas" (Bodenbender, 1902); "Sistema Devoniano" (Stappenbeck, 1910); "Rocas estratificadas del Paleozoico inferior" (Stappenbeck, 1917); "Conjunto de Farallones" y "Conjunto de Bonilla" (Keidel, 1939); "Basamento Precámbrico" (Buenanueva, 1949); "Complejo Metamórfico o Basamento Cristalino" (Polanski, 1954, 1958; Zardini, 1955, 1958; González Díaz, 1955; Caminos, 1965; Cosentino 1968; Villar, 1969); "Facies Cortadera" (Harrington, 1953 $\frac{1}{2}$ ); "Serie Metamórfica" (de Romer, 1964), fueron señalados como intentos de denominación estratigráfica por los autores mencionados para estas rocas metamórficas que componen el "basamento" paleozoico (precarbónico) de la Precordillera y Cordillera Frontal.

Borrello (1965, 1969) señala que debe encuadrarse a esta entidad dentro del Tectonotema I, vacuidad eugeosinclinal "tipo Farallones-Bonilla", aunque se inclina, en el caso de las metamorfitas de La Cortadera, a considerarlas más como "tipo Bonilla" por su contenido de calcáreos, en general metamorfizadas.

El término de "Esquistos Hurónicos" de Avé-Lallemant que tiene prioridad en el caso, debe rechazarse como denominación formacional por no adecuarse a las reglas de nomenclatura estratigráfica (1961). También son inaceptables las denominaciones de "Pizarras cristalinas devónicas" de Bodenbender y "Sistema Devoniano" o "Rocas estratificadas del Paleozoico inferior" de Stappenbeck, por idéntica causa. Quedan entonces como prioridad, los términos propuestos por Keidel (1939) para la comarca precordillerana cercana de Santa Elena, Uspallata, de "Conjunto de Farallones" y "Conjunto de Bonilla" que a pesar de no tener vigencia estricta actual el término de "conjunto" debería respetarse la respectiva denominación geográfica para las rocas metamórficas que han sido objeto de consideración en este trabajo.

Geotectónicamente debe admitirse, como ya fuera expresado, toda la unidad litológica dentro de los lindes de la vacuidad eugeosinclinal, tal la denominación original de Borrello (1965, 1969) dentro del Tectonotema I, tipo Farallones-Bonilla.

Se prescinde aquí de darle nueva denominación formacional a esta entidad, porque según veremos más adelante al tratar el tema de correlación, que en el caso es bien correlacionable con la localidad estudiada por Keidel dentro del ámbito de la Precordillera. Pero de no ser así, lo más correcto sería adecuar la denominación de Harrington (1953) de "Facies Cortadera" y transformarla en Formación Cortadera, localidad típica de afloramiento de este complejo metamórfico.

. Correlaciones: Por lo expuesto precedentemente (cf. infra) y sobre todo en lo atinente a la litología de esta entidad tectonotemática es dable observar que estas metamorfitas pueden correlacionarse evi-

dentamente, con otras expuestas con preferencia en comarcas vecinas del flanco occidental de la Precordillera de Mendoza, al Sur del área estudiada por el autor presente.

Hacia el Norte de la zona de Los Alojamientos-La Cortadera se advierte la proyección en delgada faja de asomos semejantes, mas por corto trecho. No se conocen referencias geológicas sobre el examen de tales depósitos situados, según puede verse, cerca del límite entre San Juan y Mendoza.

La correlación puede establecerse en consecuencia hacia el Sur y Sudeste de Uspallata, en dirección al río Mendoza, cuyo valle entre la estación homónima transfiere el área de los similares afloramientos al campo enhiesto de la Cordillera Frontal.

Ya fue mencionado (cf. supra) que las semejanzas litológicas son bastante marcadas con los "Conjuntos de Farallones y Bonilla" descriptos por Keidel (1939). Entre estos depósitos y los estudiados, existen relaciones genéticas esenciales originadas en el campo común de formación en medio de la zona eugeosinclinal, a la postre transformada regionalmente en "axis" meta-geosinclinal. El contenido de calizas que poseen estas rocas de la comarca de La Cortadera, se corresponden sin dificultad con las de la Formación Bonilla ("Conjunto de Bonilla"), aunque en esta comarca se advierte un ligero aumento del metamorfismo de grado medio.

En los lindes de la Cordillera Frontal, debe correlacionarse el "Complejo Metamórfico" denominado por Polanski, y aceptado por otros autores, aunque el grado metamórfico regional sea variable y en general como perteneciente a una subfacies superior de la facies de esquistos verdes hasta de la facies de anfibolita, con la secuencia de la vacuidad eugeosinclinal, siendo para ello común el emplazamiento de ambas unidades en medio de la única zona axial y metageosinclinal del Paleóidico, que asoma sobre continuo meridiano desde el límite San Juan-Mendoza al Sur del Alto Tunuyán en la Provincia de Mendoza.

Ya expresamos que la "Facies Cortadera" de Harrington (1953) es la

que se debe incluir como perteneciente a la vacuidad eugeosinclinal, y debe desligarse de las otras facies, las del Grupo Villavicencio que pertenecen al régimen del flysch, en el segundo de los tectonotemas del ciclo geosinclinal paleoóidico y paleoandino en el Oeste Argentino.

Scalabrini Ortiz, Amos y Quartino (1969) correlacionaron la Formación Cabeceras, compuesta de grauvacas y lutitas verdes, con intercalaciones de rocas espilíticas, asignándoles a un régimen eugeosinclinal, aflorante en los alrededores de Leoncito y arroyo de las Cabeceras, San Juan, con aquellos estudiados por Zardini (1958) que llevan rocas ultrabásicas en la región de Uspallata. Dadas las características petrográficas brindadas por los autores, estas rocas deberían incluirse en el régimen del flysch con magmatismo posofiolítico (espilítico) relacionado, muy diferente a las rocas metamórficas filíticas, con la asociación de un importante magmatismo simaico inicial, ultrabásico, básico y serpentizado, que aflora en Uspallata y en la zona estudiada a los fines del presente trabajo y que pertenecen al régimen de la vacuidad eugeosinclinal, tal como fuera indicado por Borrello a partir de sus estudios geotectónicos en el área (1965-1969).

Aludiendo a este último investigador, Rolleri y Criado Roque (1969) incluyen la faja leptometamórfica de la Precordillera, aflorante desde Uspallata, al Norte de la ruta nacional 7, al Este de la Pampa Seca, en las facies eugeosinclinales del Cambro-Ordovícico. Dejan abierta la posibilidad de que los afloramientos de la Cordillera Frontal reconocidos por Polanski y otros autores, sean del Cambro-Ordovícico o del Silúrico-Devónico, mencionando que las intrusiones básicas no siempre resultan diagnósticas, por estar incluidas en rocas de muy diferente edad, aunque este caso no indica al respecto deslinde alguno entre ofiolitas y posofiolitas que están por entero separadas en el Oeste de la Precordillera en el tiempo paleozoico.

Hacia la Cordillera Frontal el grado metamórfico con seguridad aumenta, debido a la profundización original por mayor subsidencia relativa de la fosa geosinclinal. No obstante son semejantes los caracteres de la presencia de las rocas básicas y ultrabásicas con características peridotíticas y



gabroides más que serpentínicas, como se presentan en la Precordillera de Mendoza.

Los tipos litológicos, originalmente pelíticos, luego por metamorfismo regional transformados en esquistos, filitas y calizas cristalinas (mármoles), entre otras, se mantienen también con similares características en ambas estructuras. Acaso sea de decir que las diferencias que en otro orden de hechos puedan surgir en el caso se deben a la naturaleza pliomagmática que acusa la Cordillera Frontal, como elemento estructural. En ésta estructura dicho carácter se funda en el desarrollo extraordinario del plutonismo (sinorogénico y posorogénico) que es una condición estricta de las zonas internas y que no está presente en el área miogeosinclinal -miomagmática- a la que en su mayor parte pertenecen los vastos dominios ortogeosinclinales de la Precordillera de San Juan y Mendoza.

a. 2.- La vacuidad miogeosinclinal:

. Antecedentes: Un desarrollo importante presentan las rocas calcáreas y calcáreo-dolomíticas, con escasas intercalaciones de lutitas, en todo el ámbito de la Precordillera, desde el Norte de Guandacol en La Rioja, hasta el Norte del río Mendoza en la provincia homónima, en el Sur. A estos depósitos pueden agregarse los encontrados por Nuñez (1962) en el ámbito de la Sierra de San Rafael, Mendoza, sobre la estructura del cratón hacia las Sierras Pampeanas.

Es conocido que la primera referencia sobre la presencia de un extraordinario conjunto calcáreo Cambro-Ordovícico de gran desarrollo sobre todo en el flanco oriental de la Precordillera, es debida a Stelzner (1876) quien describió los afloramientos de calizas que se presentan desde las cercanías de Mendoza hasta Jáchal, aludiendo además a la presencia de trilobites y braquiópodos en la quebrada de Juan Pobre y La Laja, de la Sierra de Zonda, Provincia de San Juan. Estos fósiles estudiados por Kayser (1876) le permitieron arribar a la conclusión de que la edad de los calcáreos era "Infrasiluriana" (Ordovícico).

Desde este descubrimiento de Stelzner y primera descripción paleontológica de Kayser, numerosos autores se han ocupado en diferentes sectores de la Precordillera al estudio geológico regional, de detalle y hasta en forma sistemática de sus ricas faunas cámbricas y ordovícicas que contienen, siendo asignadas así en conjunto al Paleozoico inferior (Cámbrico inferior hasta Llanvirniano).

Al respecto, el primer investigador que aludió a la presencia de rocas calcáreas en el área de La Cortadera, fue Avé-Lallemant (1890), quien las mencionó como componentes de los "Esquistos Hurónicos". Son las calizas que participan como intercalaciones en las filitas pizarreñas y que en parte llegan a integrar una secuencia calcárea considerable como el cerro Blanco de la Cortadera y su prolongación en el cerro Alojamiento (sic). Estas rocas en su opinión son diferentes a las que afloran en el cerro de la Cal y cerro Pelado que podrían ser "Silurianos" (Ordovícico). Entre sus agudas observaciones Avé-Lallemant, expresa también que el "calcáreo hurónico" va acompañado de dolomías que al sol forman masas amarillo-pardas sobresalientes en el relieve, con filonación de cuarzo irregular y presentan íntima asociación con la diabasa y la serpentina (sic).

Según las observaciones del autor presente, como en parte fuera expresado en capítulos anteriores, se llega a la conclusión que verdaderamente existen bancos de calcáreos interestratificados con las filitas, como así también cuerpos irregulares de calizas, calizas-dolomíticas de color pardo amarillento, relacionados con los cuerpos ultrabásicos y básicos de la vacuidad eu-geosinclinal. Pero muy diferentes resultan en el caso los calcáreos que afloran en el cerro Blanco de la Cortadera y en todo el Cordón del Alojamiento, que son semejantes a los que constituyen el cerro de la Cal y el cerro Pelado, que positivamente corresponden a la vacuidad miogeosinclinal (cf. infra).

Años más tarde en forma generalizada Bodenbender (1902) mantuvo la primitiva idea de Kayser, de que estos calcáreos de la Precordillera son "Silurianos" (Ordovícico).

En 1910, Stappenbeck es quien volvió a referirse a los calcáreos que

afloran en La Cortadera y sus alrededores. Este autor los incluyó dentro del "Sistema Siluriano", expresando que el cerro Blanco de la Cortadera se compone de las mismas calizas negras dolomíticas de las que están formados los cerros del Alojamiento. Señaló que están constituidos casi exclusivamente por calizas y dolomitas grises, amarillentas, que forman escarpas y farallones, divisándose las desde lejos a menudo por sus colores claros en conjunto. Hizo mención también a la gran falla del Alojamiento que ha causado una pared escarpada en la caliza y ha hundido los "Estratos de Paganzo" (sic), sobre los cuales la roca carbonática asoma en parte yuxtapuesta.

Expresa Nesossi (1945) que en el área de Santa Clara, situada inmediatamente al Nordeste de La Cortadera, la presencia del "Cambro-Ordovícico", con sus clásicas calizas reconoce en su exposición aflorante un origen tectónico; a su entender se trataría de jirones de calizas muy fracturadas, de colores blanco a gris azulado, que se mezclan con el llamado "Proterozoico" (sic) y el "Pérmico", en la comarca aludida.

También con la denominación de "Cambro-Ordovícico", hubo de designar Braccacini (1946) a las calizas que afloran en la Precordillera entre el río Jáchal y la proximidad del Límite con Mendoza, cercano al sector norte de la zona estudiada para los fines de esta investigación.

Para los afloramientos de parte del borde oriental del cordón Alojamiento, Martínez (1947) mencionó la presencia de calizas gris "azulinas", en cuyos cortes se aprecia el metamorfismo dinámico que ha producido un clivaje secundario. Quizás se vincula esta caliza con la que forma el cuerpo del cerro Blanco de la Cortadera. Es importante hacer notar que este autor citó para el trayecto Los Alojamientos-Portezuelo del Paramillo, sobre el "Pérmico" (sic) bloques de "Proterozoico" entremezclados con la caliza del "Cambro-Ordovícico", en concordancia en cierta forma con lo expresado por Nesossi para el sector aludido de Santa Clara.

Las observaciones realizadas en esta ocasión han permitido reconocer en realidad que no existe tal mezcla. Simplemente se presenta la caliza, en parte finamente estratificada que semeja desde lejos a rocas pizarrosas, como ocurre en el trayecto Los Alojamientos-Portezuelo del Paramillo; o bien como

ocurre en la margen occidental del Cordón del Alojamiento, la supuesta mezcla es debida únicamente a un fenómeno de olistolitización (bloques de caliza incluidos en el flysch, por fenómenos de "slumping") semejante al que ocurre en la zona de La Rinconada y Sierra de Villicúm en la Precordillera de San Juan. Este problema será tratado en la descripción del tema del flysch (cf. infra).

Posteriormente, Buenanueva (1949) expresa que ha podido comprobar lo supuesto por Avé-Lallemant, acerca de la existencia de dos conjuntos calcáreos, uno del tiempo precámbrico (Hurónico) y otro paleozoico inferior. Efectivamente ha reconocido un grupo de rocas calcáreas arcillosas de color negro en el conjunto metamórfico precámbrico, completamente independiente de las rocas calcáreas cambro-ordovícicas que afloran en otros sectores de la Precordillera. Lo que no es aclarado por este autor es como considera a los calcáreos que componen el cerro Blanco de la Cortadera, que al decir de Avé-Lallemant también son "Hurónicos", pero que en principio nada tienen que ver con los calcáreos que se intercalan en el complejo metamórfico de la vacuidad eu-geosinclinal ya descrita en este estudio.

Con motivo del relevamiento de la hoja geológica Ramblón, Harrington (1953) refiere al Ordovícico las calizas típicas, constituidas por una parte inferior masiva y otra superior finamente estratificada. Además agrega la presencia característica de pedernales y brechas. Estas rocas se encuentran aisladas entre fracturas de rumbo normalmente Noroeste-Sudeste. En capítulo aparte describe el autor, las "Facies Alojamiento" pertenecientes al "Grupo Villavicencio" (sic), compuestas por metasedimentitas clásticas con potentes intercalaciones de calizas, expresándose que las rocas calcáreas que forman estas intercalaciones son muy similares entre si y distintas de las calizas San Juan del Ordovícico. Se trata de rocas finamente laminadas en capitas de escasos centímetros de color gris oscuro, que forman por ejemplo el cerro Potrerillos y cerro Blanco, de Santa Clara.

Bajo la definición concreta de vacuidad miogeosinclinal, como es tratada en este escrito, son asignadas por Borrello (1965, 1969) las calizas y calizas dolomíticas que afloran en la llamada por este autor "Precordillera

calcárea", correspondiente al sector oriental de la mencionada zona morfoestructural y en relación al régimen geotectónico ortogeosinclinal. Destaca el mencionado investigador que esta entidad presenta una notoria regularidad estratigráfica y simplicidad litológica, donde aparte de los calcáreos mencionados, se presentan masas brechosas sobre todo en el flanco oriental de la Sierra de Zonda, San Juan, que son reconocidas como "brechas de vacuidad", debidas a la acción pre-embriotectónica, prolegómeno del proceso de génesis del wildflysch. Se anexan como constituyentes conspicuos de esta sedimentación calcárea la presencia de pedernales sobre todo en la sección miogeosinclinal que pertenece en su desarrollo al tiempo Ordovícico (Caliza San Juan), más que al Cámbrico, pese a que en el Este de San Juan los "cherts" parten en la secuencia calcárea con el desarrollo terminal de la zona de Glossopleura-Kootenia del Mesocámbrico.

Estratigráficamente según el mismo autor el tectonotema I, abarca en el aspecto miogeosinclinal, a las siguientes formaciones desde la base: Caliza La Laja-Caliza San Juan, en la provincia de San Juan y Caliza San Isidro-Caliza Solitario-Caliza La Cruz, en la provincia de Mendoza.

Al tratar el tema de la embriotectónica y tectónica tensional, es citada (Borrello, 1969 a) la acción de ésta tectónica posllanvirniana que ha afectado a las calizas del ambiente miogeosinclinal de la Precordillera y seguramente a los depósitos de la zona interna o euvacuidad geosinclinal.

En forma general y con motivo de la descripción de la geología de la provincia de Mendoza, Rolleri y Criado Roque (1969) mencionan los asomos de calizas en cerro Pelado, San Isidro, Salagasta, cerro de los Pozos, y en los Alojamientos y Santa Clara, como de una edad complexiva Cámbrico-Ordovícico. En todos los casos, según estos autores, integran afloramientos alargados mayormente en el sentido Norte-Sur y siempre limitados por fracturas, que ahora sabemos pertenecen mayormente a la tectónica del Terciario superior. Constituyen estos depósitos del miogeosinclinal, aparentemente del área interior hasta la zona de clino, donde se ha posibilitado la generación de brechas intraformacionales que alternan con sedimentos carbonáticos en lo esencial.

Para la zona de Ponon-Trehue, Sierra Pintada, Nuñez (1962) halló en calizas, una fauna atribuida al Ordovícico medio (Llanvirniano), que sería el extremo meridional de afloramientos de la vacuidad miogeosinclinal ya en facies recesivas ortogeosinclinales, directamente ligadas al tipo de sedimentación de plataforma.

Es conocido que numerosos otros autores se han referido a la secuencia calcárea aflorante en la Precordillera, tanto en el aspecto litológico y estratigráfico como bioestratigráfico y paleontológico, que sería muy largo enumerar en este escrito.

. Distribución, límites y espesor: Dos amplias fajas, semiparalelas entre si de rocas calcáreas a calcareo-dolomíticas, pertenecientes a la vacuidad miogeosinclinal, han sido reconocidas en nuestra zona de estudio. Se ubican casi centralmente en el relevamiento efectuado. La oriental constituye la casi totalidad del elevado Cordón del Alojamiento, que forma un afloramiento aproximadamente lenticular alargado muy notable por su relieve escarpado, sobre todo en su margen Este. Con respecto a la occidental, está separada de la anterior por un espeso paquete sedimentario en facies de flysch negro con olistolitos o bloques de caliza incluidos; es de mayor desarrollo areal que la anterior pero de considerable altura menor en el relieve.

La faja calcárea oriental, que ya expresamos constituye gran parte del Cordón del Alojamiento, sobre todo su porción más elevada (ver Cortes Geológicos: A-B, C-D, E-F, G -H) entre las cotas de 2.800 y 3000 m s.n.m. Se desarrolla con ligera forma de S abierta, aproximadamente de rumbo Norte-Sur, a lo largo de 9 km, con un ancho promedio mayor de algo menos de 1 km (al Noroeste del Puesto Los Alojamientos) y que va disminuyendo hacia el Norte y Sur hasta acunarse rápidamente. En dirección al Sur es mucho más marcado su acunamiento y muestra evidencias de cerrarse en cuña también hacia el extremo norte, aunque el asomo no entra ya en los límites del levantamiento realizado. Su distribución abarca desde el Noroeste del Portezuelo del Paramillo, pasando luego a constituir de lleno el Cordón del Alojamiento (con el cerro Alojamiento de 3.123 m de altitud). Termina en marcada cuña a unos 2,5 km al Norte del Barres

del Pájaro Muerto, a la altura, hacia el Oeste, del Portezuelo de la Pampa (ver mapa geológico adjunto).

Con respecto a la faja occidental, que está caracterizada por un mayor desarrollo areal de las rocas calcáreas expuestas, cabe expresar que alargada en sentido meridiano, constituye un relieve de lomadas bajas, por debajo de la cota de los 2.700 m, cortadas a veces profundamente por quebradas, que le confieren en parte, características de morfología acrestada. Su punto más elevado lo constituye en el caso el cerro Blanco de la Cortadera, con 2.811 m s.n.m. Resalta en el relieve por su pared oriental muy escarpada. Estos afloramientos están separados del anterior por las sedimentitas del flysch negro. La separación máxima es de 1,7 km que se reduce hasta a 300 m a la altura del Cerro Alojamiento. Presenta un desarrollo subparalelo a la faja oriental, sin señales de acunamiento evidente, ni de vinculación entre sí. El límite norte de esta faja coincide en el caso con el dado para la oriental, mientras que hacia el Sur se extiende hasta unos 2,5 km al Sur del Cerro Blanco, ya casi lindando sobre el camino de tierra que une el Puesto Los Alojamientos y Las Cuevas, con la ruta nacional 7.

Las dos zonas de calizas poseen contactos tectónicos a lo largo de toda su extensión tal como se reproduce en los afloramientos respectivos de el mapa geológico anexo. Muy bien marcadas se las puede visualizar en el Cordón del Alojamiento, que tiene las características de un verdadero macizo sobreelevado, donde limita por el lado Este con plano de falla marcado de rumbo algo irregular Norte-Sur a Nornordeste-Sudsudoeste, contra las sedimentitas de la Neomolasa Paleóidica (Triásico), sobre todo en los alrededores de su extremo Nordeste. Hacia el Sur pasa luego a limitar con la denominada Neomolasa Neoíidica (Terciario) y más hacia el extremo sudeste con las brechas volcánicas del Terciario.

Por el flanco Oeste también con la mediación de un plano de falla limita con las sedimentitas que componen el flysch negro (Silúrico-Devónico y quizás en parte podría ser Ordovícico superior) dentro del cual fue posible reconocer la presencia de bloques de caliza semejantes a las linderas, incluidos como olistolitos, fenómenos que se describen en capítulo aparte



(cf. infra).

La zona aflorante occidental limita por el Este también con las sedimentitas mencionadas del flysch negro. El plano aunque bastante sepultado por acarreo moderno, e incluso por venación de cuarzo, puede indicarse como de falla, en base a la disposición subvertical que presenta el flysch mencionado. Para el contacto Oeste ocurre algo semejante, pero aquí se producen contra las sedimentitas flyschoides del Cordón Cortaderas. Esta disposición por fallamiento ha sido posible observarla en sus pormenores esenciales en la primera quebrada al Sur del Cerro Blanco. Con dirección Oeste-Este corta a las rocas calcáreas y al flysch tipo Cordón Cortaderas. Allí el plano de fractura buza con 70° al Oeste y fue factible determinarlo con exactitud y claridad (ver Lámina V, b). Para otros sectores el contacto se presenta muy cubierto por sedimentos cuaternarios o por una intensa venación de cuarzo que imposibilita la observación directa de los afloramientos.

Es característico en la Precordillera y como lo advierten otros autores, el hecho de presentarse estas calizas en afloramientos alargados en sentido meridiano y casi siempre limitados por fracturas, mediante las cuales han sido sobreelevadas con dominante rumbo andino en conjunto, aún en su alineación olistolítica, por sobre los depósitos de la miovacuidad geosinclinal.

Debido a la disposición tectónica apuntada por fracturación, no nos fue posible reconocer con exactitud su potencia aflorante. A ello debe agregarse el intenso plegamiento que presentan estas rocas, sobre todo en la faja aflorante a occidente y la falta de base expuesta a la observación. Otro problema que surge es el que se relaciona con ambas fajas de afloramientos de la vacuidad miogeosinclinal. Aunque aparecen desconectados entre sí el afloramiento más occidental compuesto esencialmente por calizas bien estratificadas podría corresponder a la porción más alta del complejo secunte de composición calcárea dolomítica.

Con las reservas apuntadas expresamos que para el sector del Cordón del Alojamiento, estimamos una potencia aflorante aproximada de 900 a

1000 m, que se aumente en la faja occidental que llegaría a alcanzar según nuestros estudios a más de 1700 m de espesor.

. Litología: Avé-Lallemant (1890) indicó la composición respectiva caracterizada por calcáreos y dolomías. En parte estas últimas son de color amarillo pardo, con mucho cuarzo en filoncitos irregulares y digitados. Más tarde, Stappenbeck (1910) refirióse a ellas y expresó en su composición a calizas negras en parte dolomíticas.

Del Cordón Alojamiento, Martínez (1947) mencionó calizas gris "azulinas", en parte entremezcladas con el "Proterozoico occidental" de su clasificación, denotando un metamorfismo dinámico que habría producido un clivaje secundario comparativamente claro en los asomos examinados. Ligera referencia brindó en cambio Buenanueva (1949) acerca de los calcáreos de la zona. Aceptó en general la opinión de Avé-Lallemant, por haber encontrado un grupo de rocas calcáreas arcillosas de color negro en el conjunto metamórfico precámbrico y otro completamente independiente de las rocas carbonáticas del Cambro-Ordovícico.

Bajo el término de "Ordovícico", Harrington (1953) expresa que el conjunto de referencia se compone de calizas. Estas pueden subdividirse en un grupo inferior de calizas "masivas" y otro superior finamente estratificadas, con pedernales y brechas. Se hallan plegadas y aisladas entre fracturas.

Los geólogos que han dedicado sendos estudios a las rocas carbonáticas esencialmente, que componen la vacuidad miogeosinclinal del área Cortadera-Alojamiento, han hecho mención en la mayoría de los casos a las observaciones de campo de los autores precedentes.

Coincidimos con las descripciones anteriores en lo que respecta a la monotonía litológica de este conjunto, compuesto fundamentalmente por calizas de color gris, gris oscuro, hasta negro, a veces luciendo con tonalidades azuladas. Exteriormente y por la acción de la meteorización suelen presentar tonalidades amarillentas a rojizas, que observando desde lejos los grandes macizos compuestos por estas rocas, le confieren los típicos tonos

claros, que resaltan en el relieve circundante, con lo que los pobladores se han basado para denominarlos "Cerro Blanco".

Numerosas venillas y venas delgadas de cuarzo blanco, suelen observarse en estas rocas, bajo formas hasta anastomosadas. Venas de calcita también participan de los afloramientos calcáreos aludidos.

Se presentan dos tipos bien definidos de conjuntos litológicos calcáreos. Por un lado en el afloramiento oriental, que compone esencialmente el Cordón del Alojamiento, la vacuidad miogeosinclinal está representada por calcáreos-calcáreos dolomíticos, dispuestos en bancos gruesos compactos y masivos de rumbo general Norte-Sur, y de inclinación predominante al Oeste, de color gris claro a oscuro, y que poseen en forma muy notable la presencia de lentes de brechas intraformacionales, compuestas por clastos angulosos de calizas (esparitas) y pedernales oscuros y escaso cuarzo de vena blanco, en matriz y cemento predominantemente calcáreo. La matriz es una micrita compuesta por calcita de tamaño fino y clastos pequeños de cuarzo de vena, cuarzo y calcedonia, muy angulosos. Son clasificadas en el caso como brechas de vacuidad (Borrello) de especial importancia por ser indicadoras de una acción tectónica embrionaria, prematura y anterior a la que dió término al proceso de la vacuidad ortogeosinclinal. Los clastos que componen estas brechas son de tamaño variable, van desde escasos milímetros hasta 4 cm, excepcionalmente se observan de mayor tamaño, en parte teñidos con una pátina amarillenta de óxido de hierro. Su afloramiento característico está en los llamados "Mogotes del Alojamiento" de la falda Este, es decir en las cumbres del Cordón del Alojamiento, inmediatamente al Norte del puesto homónimo. (Lámina VI).

En esta secuencia, predominantemente compacta, también ha sido posible visualizar la presencia de calizas finamente estratificadas en bancos de 1-4 cm, con evidentes signos de haber sufrido tectonismo intenso. Allí forman un relieve acroestado muy diferente al ligeramente redondeado que constituye la secuencia calcárea en los otros sectores de semejante paisaje en el área estudiada.

La presencia de pedernales oscuros, ha sido reconocida en contados

lugares de la falda al Este del elevado Cordón del Alojamiento en el sector nordeste del área abarcada por las presentes investigaciones.

En el trayecto entre el puesto Los Alojamientos y el portezuelo del Paramillo, puede comprobarse la presencia de las calizas duras. A trechos se le adosan remanentes de calcáreos estratificados, que semejan desde lejos a rocas pizarrosas o filíticas. Esto ha llevado a algunos autores a establecer la presencia de una "entremezcla" entre calizas cambro-ordovícicas y aparentes sedimentitas pizarreas (Martínez, 1947). Son en realidad calizas estratificadas.

En algunos sectores, v.gr. al Sudoeste del puesto Los Alojamientos (quebrada de la Leña) es llamativa la secuencia calcárea. Se inicia hacia el Este por contacto tectónico con calcáreos bandeados finamente de unos 400 m de espesor, pasando hacia el Oeste a bancos más gruesos. Se inclinan en general con ángulo de 70° a 80° al Oeste con intercalaciones escasas de venas de calcita de color blanco amarillento, de 10 y 15 cm de espesor.

Fue posible observar la presencia en algunos sectores de replegamientos pronunciados en las calizas estratificadas, que ha producido superficies satinadas de tonos violados y hasta deformación en los bancos calcáreos, con la aparición de un verdadero calcáreo cataclástico (milonitización, hasta filonitización).

Petrográficamente las rocas calcáreas masivas, están compuestas por un agregado de cristales de calcita (esparita), con la presencia de cuarzo en venillas y diseminado en el carbonato como una silicificación. En parte el cuarzo se halla aplastado y estirado. Evidentemente todo este material es de reemplazo (no como elasto), a veces con signos manifiestos de cataclasis.

El afloramiento occidental, situado a un promedio de 1 km del anterior, se desarrolla, con considerable espesor, en forma diferente al anterior. En este predominan las rocas calcáreas finamente estratificadas en capas que oscilan entre 2-3 cm hasta de 1,5 m excepcionalmente. Es notable la diferencia que existe en este sentido con el sector de afloramiento del Cordón del

Alojamiento anteriormente descrito (cf. supra).

Los calcáreos tienen por lo común tonalidades más oscuras y son casi siempre de color gris oscuro a negro, con tonalidades azuladas, con los ca racterísticos indicios de alteración meteórica superficial. Abundan las páti nas coloreadas de amarillento, sobre todo en los planos de estratificación. Una venación fina de cuarzo blanco está presente; las venillas más anchas tie nen 10 mm de sección.

Es notoria la presencia de plegamiento, de intensidad moderada en las secciones de la estructura integrada por masas calcáreas de la vacuidad miogeosinclinal.

El rumbo general incluso de los ejes pertinentes de pliegues está tendido de Norte a Sur, con ligeras flexiones locales hacia el Este y Oeste, con inclinaciones dirigidas normalmente al Oeste. En parte estas rocas se ha llan microplegadas, con la formación también de superficies satinadas de co lor rosado a gris claro por la acción del intenso tectonismo.

No fue posible reconocer aquí la presencia de brechas intraforma- cionales ni pedernales, como se presentan en los afloramientos calcáreos del sector oriental (Cordón del Alojamiento).

El denominado cerro Blanco de la Cortadera sirve a la descripción como ejemplo tipo, para caracterizar la composición litológica y estructural de estos calcáreos. Forma una elevada escarpa al Este, que lo hace inconfun dible en el relieve circundante (Lámina VII, a). Está compuesto por bancos calcáreos y quizás en parte dolomíticos. La roca expuesta es de color gris oscuro, algo azulado, con intensa venación de cuarzo de color blanquecino y mostrando un marcado plegamiento, aunque de escasa magnitud. En la base del cerro mencionado, hacia el Este, en parte tapado por acarreo cuaternario, se hallaron calizas muy aplastadas (miloníticas ?) de matiz bayo a castaño cla ro, en parte sedosas al tacto, con rumbo de N 50° E y buzamiento de 70°-80° al Oeste, en parte dislocadas con carácter acentuado.

El rumbo general de las calizas que componen la porción media a su

perior del cerro Blanco es de N 27° E, con venillas de cuarzo blanco principales que presentan un arrumbamiento N 5° E y N 10° E.

Hacia el Sur del cerro mencionado, los cerrillos que componen su prolongación poseen capas calcáreas con un rumbo general de N 40° O y un buzamiento de 80 ° al Sudoeste.

Sobre las calizas de la cumbre del cerro Blanco y en otras localidades linderas, se extienden rocas volcánicas andesíticas de color blanquecino a verdoso oscuro, de forma tabular (anfíboles). En parte las vulcanitas forman verdaderas bardas de aproximadamente 10 a 35 m de altura. Cubren una superficie de 1 kilómetro cuadrado. No se han observado mayores indicios de metamorfismo térmico. El punto más elevado del cerro Blanco está indicado, en medio de vulcanitas, por la señal de la Dirección Nacional de Minería n. 1942.

Los bancos calcáreos allí también se hallan plegados y hasta replegados en pliegues de escaso desarrollo. Hacia el flanco noroeste del cerro Blanco, aparecen rocas calcáreas satinadas, ya mencionadas para otras localidades. Son algo esquistosas y de color verde claro a crema y hasta rojizo violadas, debidas a la acción del metamorfismo dinámico producido por la fuerte acción de empuje responsable del plegamiento marcado que se observa, su examen microscópico reveló la presencia de verdaderas filonitas, con abundante material silíceo.

Siguiendo el contacto entre calizas del afloramiento occidental y el flysch tipo Cordón Cortaderas, se presenta una venación de cuarzo de cierta importancia. Alcanza ésta hasta 5 m de espesor en algunos sectores, formando cuerpos blanquecinos discernibles en el relieve por sus colores claros que contrastan evidentemente con los vecinos de las rocas lindantes, comúnmente oscuros.

En la primer quebrada grande al sur del cerro Blanco, que cruza el área casi en dirección Este-Oeste, las calizas estratificadas y el flysch tipo Cordón Cortaderas están separadas por un plano neto de falla tal como lo

reproduce la sección representativa de Lámina V, b. Esta línea de falla aunque muy tapada por acarreo cuaternario y venación de cuarzo, en parte, debe continuarse con seguridad a lo largo de todo el contacto hacia el Norte (Ver mapa geológico anexo y cortes geológicos G-H, I-J, K-L y M-N de la Lámina XXXII).

Aunque las calizas se hallan replegadas, mantienen una inclinación hacia el contacto de falla de  $40^\circ$  al Oeste, con rumbo general Norte-Sur. El plano de corte por falla posee un rumbo local de  $N30^\circ O$  y  $N15^\circ O$ , e inclinación de  $65^\circ$  al Oeste. El flysch en contacto se halla buzando en sentido contrario con  $35^\circ$  hacia el Este, con señales evidentes de haber sufrido acción tectónica intensa (Lámina V, b).

La erosión y la acción corrosiva de aguas atmosféricas, en inmediaciones del cerro Blanco, y debido al tipo de estratificación fina que se presenta, más la posición subvertical de algunos bancos calcáreos, han provocado la formación de oquedades, a veces de tamaño considerable y de contorno circular a ovoidal. Semejan en parte lo descrito por Furque (1963) para la Sierra de la Batea, La Rioja; siendo un fenómeno muy común en sectores calcáreos diversos de la Precordillera del Oeste Argentino.

El afloramiento occidental descrito es el que posee los signos más evidentes de una acción tectónica marcada. Esto es a causa de su fina estratificación que ha sido al efecto, un campo propicio para la acción tectónica acentuada (Lámina VII, b y c). La tectónica embrionaria y geosinclinal son las que respectivamente han actuado sobre estas rocas calcáreas. En el capítulo correspondiente al desarrollo del ciclo estructural, reseñaremos en detalle la actuación de estas tectónicas de vital importancia en la configuración del cuadro geológico actual.

Restó establecer, como problema geológico, y ello por falta de indicios claros, la relación estratigráfica que corresponden a unos y otros calcáreos descritos. Quizás debamos admitir en discrepancia con lo que otros autores sostienen, para comarcas vecinas de la Precordillera (Harrington, 1953; Amos, 1954; y Furque, 1963) que la porción superior podría ser en el caso la que constituye el afloramiento oriental, de carácter fundamentalmente masivo y compo-



to, que lleva incluido las brechas de vacuidad de tipo intraformacional y además los bloques (hipoolistolitos) de calizas incluidos en el flysch, que están relacionados con este afloramiento directamente, como producto de la p~~re~~sembio génesis, en el trance tectogenético final desarrollado al advenimiento de la tectónica principal o geosinclinal.

. Caracteres paleontológicos: Desde las descripciones paleontológicas de Kayser (1876) que le permitieron determinar la edad de las calizas de la Sierra de Zonda como "infrasiluriana" (ordovícica), numerosos investigadores se han ocupado del estudio sistemático de las faunas incluidas en los calcáreos del miogeosinclinal precordillerano, que fundamentalmente se componen de braquiópodos y trilobites. Harrington y Leanza (1943) reconocieron luego la presencia de formas del Cámbrico medio dentro de estas calizas, en la provincia de San Juan.

Al momento actual, se han llegado a delimitar numerosas zonas bioestratigráficas, aunque sin base aflorante, que van desde el Cámbrico inferior (con Fremontella) en Villicúm y Zonda, provincia de San Juan; Cámbrico medio (con Glossopleura y Kootenia) en las provincias de San Juan y Mendoza; y Cámbrico superior (con Mungaia) en el cerro Pelado, provincia de Mendoza. Pasan sin solución de continuidad al Ordovícico, donde ha sido establecido como límite superior la presencia del característico Llanvirniano con la Caliza San Juan (Kobayashi, 1937 y Harrington, 1953).

Ninguno de los autores que actuaron en la zona de La Cortadera citaron la existencia de restos fósiles en las calizas aquí descriptas. Aunque fue intensa la búsqueda en las capas calcáreas, sobre todo en las porciones más estratificadas, no nos fue posible encontrar restos orgánicos, de manera que parece confirmarse la ausencia de material paleontológico en la secuencia aludida.

Los restos de invertebrados que en las calizas y dolomías se encuentran en mayor proximidad, son los del cerro Aguja al Norte del cerro Pelado en la porción alta de la Precordillera y al Este de Uspallata, donde configu-

ran a especies de la zona bioestratigráfica de Saukia, del Neocámbrico.

. Edad geológica: De atenernos al desarrollo que estas masas calcáreas poseen en el sector oriental de la Precordillera la edad de la secuencia oscila entre el Paleocámbrico y el Llanvirniano, siempre en facies externas de miogeosinclinal y en conexión al cratón o plataforma.

Como no nos fuera posible hacer ningún hallazgo fosilífero en ellas, a pesar del empeño puesto en este menester, que es sin duda el elemento más seguro para la ubicación temporal, dejamos como pertenecientes complexivamente al tiempo cambro-ordovícico, a toda la secuencia calcárea correspondiente a la vacuidad miogeosinclinal de La Cortadera.

. Caracteres formacionales, denominación y correlación:

Las denominaciones que han recibido estos calcáreos paleozoicos comienzan con los primitivos nombres vertidos por Avé-Lallemant (1890) quien los designara como parte integrante de los "Esquistos Hurónicos", en los cuales incluía a las filitas y los calcáreos, tanto los interestratificados con las rocas metamórficas citadas, como los que componen los grandes macizos como el Cerro Blanco de la Cortadera y su continuación norte. En cambio citó este autor como "silurianos" los afloramientos del cerro Pelado y cerro de la Cal, que a nuestro juicio deben correlacionarse con los asomos de nuestra comarca de estudio. Stappenbeck (1910) denominó también a estos calcáreos como "Sistema Siluriano".

Kobayashi (1937) por su parte, al presentar un resumen de la paleogeografía cambro-silúrica de Sudamérica, propone el nombre de "San Juan Limestones" para la secuencia calcárea que aflora en la Precordillera de San Juan y Mendoza.

Nesossi (1945), Bracaccini (1946), Martinez (1947) y Buenanueva (1949), ampliaron posteriormente la denominación a "Cambro-Ordovícico", en base al hallazgo de restos fósiles asignados al Cámbrico medio por Harrington y Leanza (1943) que fueron encontrados en las quebradas de Juan Pobre y La Laja, San Juan, en medio de calcáreos similares a los aquí expuestos.

En cambio, Harrington (1953) refiere al Ordovícico directamente los asomos representados en la hoja Ramblón, por el relevada, que incluye a nuestra zona en su totalidad.

Borrello (1965, 1969) destaca su ubicación como vacuidad miogeosinclinal, o tectonotema I, del tiempo cambro-ordovícico, perteneciente al geosinclinal paleoídico. Recientemente Roller y Criado Roque (1969) refieren al monótono conjunto calcáreo precordillerano también al Cámbrico-Ordovícico, y como de reconocido carácter miogeosinclinal.

Quizás pueda decirse que, por lo menos la parte superior de este conjunto por similitud litológica y por la presencia de pedernales escasos y brechas de vacuidad, sea equivalente directamente a la Caliza San Juan de Kobayashi (1937) y Harrington (1953) del tiempo Llanvirniano.

Asignada así al tiempo cambro-ordovícico la vacuidad miogeosinclinal calcárea de la Precordillera debe correlacionarse con las siguientes formaciones, discernidas en comarcas vecinas: Caliza La Laja (Cámbrico inferior a medio) de la provincia de San Juan; Caliza San Isidro, Caliza Solitario, Caliza La Cruz (Cámbrico medio y superior) de la provincia de Mendoza; y con la Caliza San Juan (Llanvirniano) de las provincias de San Juan, La Rioja y Mendoza.

Para la provincia de La Rioja, fue asignada por Furque (1963) como Caliza San Juan, aunque como perteneciente según este autor al tiempo Llandeilo-Caradoc.

El hallazgo de fósiles llanvirnianos en medio de calizas ubicadas en la Sierra Pintada de San Rafael, efectuado por Nuñez (1962) permitiría dar como límite meridional calcáreo (aunque ya en plataforma) a esta localidad, correlacionable en el caso con la Caliza San Juan, que aflora con caracteres salientes en la provincia homónima.

Como conclusión final, de acuerdo a los estudios realizados en La Cortadera, pensamos que los tipos formacionales más adecuados por su extensión y representatividad en la Precordillera, para correlacionarlos con nuestra secuencia calcárea, hasta el momento estéril, deberían ser los de Caliza La

Laja y Caliza San Juan. Incluso quizás más asimilables por lo ya apuntado a ésta última formación del Llanvirniano.

El hallazgo futuro de fósiles, permitirá dilucidar el problema de la edad y de la correlación, que aquí se vierte en base a las características litológicas en lo esencial.

b) El período del flysch:

b. 1.- Consideraciones previas: En las cadenas geosinclinales de evolución ortogeosinclinal, con ciclo tectorogénico completo, el flysch es la secuencia o geogeneración característica del proceso geotectónico. Representa el flysch a la preorogénesis y su base está compuesta por los depósitos de la vacuidad mio y eugeosinclinal. Su techo es siempre la depositación del régimen molásico (hipomolasa). Como "serie" geosinclinal dominante con el flysch culmina la tectogénesis y la subsidencia geosinclinal. A la colmatación de las fosas por el flysch sobreviene la tectónica principal geosinclinal y las sedimentitas de sus facies indicadoras de la preorogénesis cesan en su desenvolvimiento, someramente reiterado en las zonas geosinclinales internas en coexistencia molásica excepcional.

El concepto de flysch proviene de la labor de Studer, el autor suizo que en 1827 aplicó este vocablo de dialectal raíz suizo-alemana para expresar la índole "esquistosa" que denotan los terrenos blandos de Simmental y Frutigen del país helvético (Lombard, 1956, p.507). Durante una centuria y media este concepto geológico fue ampliamente usado en el campo alpino por excelencia, donde adquirió sentido sedimentario conectado a la evolución de napas de corrimiento. Escasamente tuvo significado equivalente fuera de la región mesógena de Europa. Es más, en no pocos países la utilización del flysch como recurso geológico valioso e inconfundible fue remisa o incierta, o bien postergado por su fuerte exclusivismo que imponía su "habitat" alpino.

Vassoevitch (1948, p.151) dió al término de tan largo período la siguiente definición: "El flysch es una serie (1) relativamente potente de

---

(1) Borrello (1967, p.129) advierte que el término de serie en el caso no configura sentido alguno de carácter estratigráfico.

formaciones (2) marinas, sedimentarias, caracterizadas por una alternancia regular de dos, al menos, pero habitualmente tres (más raramente cuatro o cinco) variedades litológicas y principales de capas, que contienen siempre por lo menos dos principales clases granulométricas de rocas granulosas (fanerómeras) o no granulosas (criptómeras) independientes de su composición material, las cuales constituyen combinaciones preorogénicas regulares de ritmos simples, habitualmente semiciclos progresivos que se miden en regla general en centímetros o en decímetros. Las rocas del flysch son pobres en restos enteros de macrofaunas y microfaunas (o bien no las contienen) pero suelen encontrarse, en abundancia, algunas veces fucoides y "jeroglifos". La sumatoria de semejantes atributos esenciales debe abarcar todo depósito de flysch.

Por su parte, Bouma (1962, p.139) expresa que "el flysch es una generación sedimentaria formada justo antes de la orogenia mayor y depositado en un geosinclinal. La mayoría del flysch ha sido depositado por corrientes de turbidez. Muchos flysches están compuestos por capas alternadas de material arenoso (grauvacas) y lutítico, a veces con margas y calizas. Algunos depósitos de flysch están constituidos fundamentalmente por calizas clásticas. Son pobres en fósiles".

Dzulynski y Walton (1965, p.3-4) indican que el término de flysch es usado para señalar a potentes secuencias sedimentarias marinas. Las características diagnósticas del flysch son resumidas por estos autores siguiendo a su vez a Dzulynski y Smith (1964) con los términos siguientes: "1) la sucesión está caracterizada por alternancia marcada de sedimentos finos y gruesos (lutitas, margas, limolitas, areniscas y calizas detríticas); 2) las areniscas son muy poco o nada seleccionadas y contienen una notable proporción de material arcilloso; 3) dentro de la gran secuencia de la facies del flysch se pueden ubicar subfacies con contenido sedimentario grueso o fino predominante; 4) las areniscas poseen numerosas estructuras sedimentarias (Hieroglifos) y estructuras orgánicas, en su porción basal. En su parte superior pasan transicionalmente de areniscas a lutitas; 5) las areniscas presentan estratificación gradada. Las areniscas finas, laminación, marcas de corrientes y laminación

---

(2) El mismo autor resalta que no se refiere este término a ninguna jerarquía litoestratigráfica.

convoluta; 6) variación lateral y vertical rápida en la composición de los sedimentos, incluso la alternancia puede estar ausente; 7) estructuras sedimentarias direccionales en el flysch normal marcan cierta constancia en el transporte del sedimento; 8) el flysch contiene a veces depósitos de "slump"; 9) fósiles en el flysch son relativamente raros. Las porciones superiores de las capas lutíticas pueden contener microfósiles. Las areniscas contienen algunas veces fósiles redepositados. No presentan fauna bentónica de poca profundidad in situ, en particular ni biostromas ni biohermas; 10) rocas volcánicas, son escasas; 11) estratificación cruzada en gran escala es virtualmente ausente; 12) algunas marcas sugieren condiciones subaéreas, como grietas de desecación, pseudomorfos de cristales de sal, pisadas de animales terrestres, entre otros."

Numerosos otros autores se han referido a los caracteres sedimentológicos y a la génesis de los depósitos de flysch, entre los que destacamos a Kuenen, Migliorini, Sanders, Ksiazkiewicz, y otros.

Aubouin (1965, p.129-133) alude en cuanto al flysch ("período del flysch") a la presencia dominante de grauvacas o sedimentitas de su tipo y refiere que el origen de tales acumulaciones es terrígeno-marina, en estado de mezclas a punto tal que la litología se observa, así procedente de las fosas de subsidencia, asoman enmascaradas.

Para Borrello (1967, p.30; 1969, p.82) el flysch es el volumen de roca sedimentaria que sobrepuesto a la vacuidad -en cualquiera de sus facies ortogeosinclinales- precede a la molasización. Configura el régimen de preorogénesis anterior al momento catatectónico de la instalación orogénica y resulta ser la sede, en las zonas internas geosinclinales, de los derrames simáticos de naturaleza posofiolítica.

Para la Argentina el estadio o fase del flysch es de singular importancia. Se ha demostrado por la labor de la División Geología que esta sedimentación preorogénica caracteriza la cadena infracámbrica (Protoídico), la paleozoica-triásica (Paleoídico) y la de fecha mesozoica-terciaria (Neoídico); esto es triple y reiterado sistema de flysch que marca el advenimiento de las orogénesis repetidas en una cadena que como los Andes Argentinos aparece como tipo geosinclinal continuo desde la Puna y Cordillera Oriental a la convexidad

de los australes Andes Fueguinos (y Antartandes).

Resulta al presente imposible penetrar en el problema geotectónico o geológico, sin tratar, donde existe, el estudio pertinente del flysch. Desvanecida la imagen mesógena de su acumulación, el flysch es común denominador de toda la historia geosinclinal discernible sobre las áreas continentales del presente, máxime si se tiene en cuenta que dicha sedimentación rítmica es conocida en el Hemisferio Norte desde el Arcaico de Groenlandia al Cretácico-Terciario del Norte de la América Austral.

Cabe decir que el flysch estrictamente y pese a su remota y empírica denominación, coincide con un momento de la transmutación geosinclinal que concuerda claramente con total significado geotectónico. No puede al presente ser limitado a tendencias petrográficas o sedimentológicas, pues el flysch se compone, acorde con Vassoevitch, de una catenaria de facies que llevan los tipos sedimentológicos conectados a su íntimo desarrollo ambiental.

Para la Precordillera, y en parte, la Cordillera Frontal, el flysch expresa la verdadera magnitud del desarrollo geotectónico paleoídico y se extiende con características salientes, que advierte -como lo señalado por Borrello- a un conjunto de depósitos de inusitados caracteres, desligado por entero del régimen estructural de las napas de corrimiento y expandidos por todo el ámbito de las dos zonas ortogeosinclinales de la vacuidad (eopaleozoica) correspondientes al mio y eugeosinclinal, respectivamente.

b. 2.- Caracteres paleogeográficos del flysch: Siguiendo a Vassoevitch (1948) el flysch se presenta en amplias secciones montañosas mostrando sucesivas facies en catenaria de progresión proximal-distal respecto del área contigua sobreelevada marginal. Desde el campo más externo al interno respectivamente se presentan con máxima expresión y teóricamente los siguientes elementos que pertenecen a la proyección paleogeográfica y paleogeológica del flysch.

Wildflysch: Se presenta en la faja más externa de la cadena. Está compues



to por masas psefíticas (psefitolitas) que encierran bloques. A las psefitas se agregan las sedimentitas groseras (olistostromas, Beneo, 1956) siendo por lo demás variados los bloques en su procedencia (hipoolistolitos, o de la fase miogeosinclinal; mesoolistolitos, derivados del propio flysch marginal). Falta la estratificación casi por completo. Los olistolitos como los klippen sedimentarios (Pirineos) fueron instituidos por Lamare.

Hiperflysch: Sigue al anterior hacia el interior del dominio sedimentario. Es menos caótico que el anterior y en su medio faltan los olistolitos. La trama sedimentaria tiende a ser la del flysch rítmico. Aloja clastos sueltos de tamaño grande, esporádicamente. Se insinúa el ritmo sedimentario y los restos problemáticos son aunque escasos, más frecuentes que en el wildflysch.

Ortoflysch: Es el representante tipo de la geogeneración del flysch. Como flysch verdadero se distingue por la alternancia rítmica. En la Precordillera constituye el típico cuadro del régimen sedimentario de "pizarras y grauvacas". Abundan los "jeroglifos". La depositación es predominantemente psamo-pelítica aunque pueden encontrarse "psefitolitas" dispersas y lenticulares en su medio. En la Precordillera llevan las graptofaunas (Silúrico) y valvifaunas (Devónico) bien conocidas sobre todo en la provincia de San Juan.

Metaflysch: Sigue al anterior en la zona interna de los depósitos del flysch. No difiere mayormente del flysch precedente, pero se lo distingue en general porque las masas, psamíticas disminuyen en volumen y también se reduce la proporción de fósiles problemáticos. Va por lo general asociado al ortogeosinclinal en todo el ámbito preorogénico de la Precordillera.

Hemiflysch: Es aún más fino que el anterior con pérdida gradual de la ritmicidad. Vassoevitch indica que se trata ya de un subflysch en el cual las masas pelíticas son en general dominantes. Se aproxima al área distal de la fosa del flysch.

Criptoflysch: Es el flysch virtualmente arrítmico, pelítico, aunque pueden encontrarse masas psamíticas esporádicamente en su lugar, no estratificado. En esta facies de la catenaria del flysch también tienden a desaparecer los "jeroglifos".

Todo el flysch en general se caracteriza por su tonalidad, verde botella, con matices más o menos acentuados hacia el verde claro o amarillento. Es una característica del flysch en determinados niveles el trueque de su color por la tonalidad rosada o rojiza (flysch rojo).

Conforme a Vassoevitch, el ortoflysch debe considerarse integrado totalmente por depósitos de "aleurolitas" con ritmos psamo-pelíticos en desenvolvimiento gradado. En el flysch de la Precordillera se encuentran capas calcáreas. El verdadero flysch margoso o flysch calcáreo del tipo apenínico ("magnigno") no está evidenciado aún en la Precordillera ni en otras regiones de

la Argentina. El "macigno" en el sentido de Cecioni, (Chile), constituido por masas psamíticas potentes es un equivalente del flysch arenoso de los geólogos franceses que se encuentra desarrollado como parte del ortoflysch, incluso en la Precordillera de San Juan y Mendoza.

La presencia de bancos cuarcíticos en la sección del flysch indica la reiteración de un proceso de flujos (Marshall Kay) de desarrollo geosinclinal evidenciado mayormente en la tectogénesis durante el período de la vacuidad.

En suma el flysch de la Precordillera, se distingue por presentar una paleogeografía con facies marginales gruesas e internas ortoflyschoides según un control estructural dado por la tectónica embrionaria al término de la vacuidad cuyas dorsales en el lado oriental de la Precordillera son el marco, e incluso la dorsal tributaria olistolítica del wildflysch en la provincia de San Juan. Otra dorsal en el lado Oeste de la Precordillera tal como se verá posteriormente (cf. infra) ha permanecido sobreelevada durante el período del flysch y al término de la vacuidad en la provincia de Mendoza, precisamente en el área del Cordón del Alojamiento. De esta manera otra zona olistolítica distingue al tectógeno en la provincia de Mendoza, proyectándose a la provincia de San Juan, sobre el borde de la "Precordillera calcárea" (Borrello).

b. 3.- Los estudios precedentes sobre el flysch de la Precordillera:

En su trabajo sobre los geosinclinales de la Argentina (Borrello, 1969, p. 82-84) ha expuesto con diversos pormenores que ilustran sobre el particular los que en síntesis pueden ser citados para información del lector en los términos que siguen:

En 1943, Fossa Mancini, efectuó diversas consideraciones sobre los depósitos de La Rinconada en la margen oriental de la Sierra Chica de Zonda agregando como conclusión de que el llamado Gotlándico local es comparable con el wildflysch de Suiza y las "Argille Scagliose" de Italia.

Heim (1948, p.34) aludió para la misma zona al gran desarrollo de depósitos terrígenos de la facies del flysch en medio marino, en la misma co-

marca de La Rinconada. Cuatro años después el mismo autor (1952, p.19-38) al referirse al Devónico de la región de Jáchal, trató los aspectos geológicos de la por él llamada "Formación de la Grauvasa", que le sugiriera en el caso un tipo de flysch con ondulitas y cierto contenido de fósiles. La "morena tectónica" de la misma región que señalara (op.cit., fig.31) es sin embargo un olistostroma en régimen de wildflysch.

Posteriormente, Amos (1954) describió los caracteres de la Formación La Rinconada y a propósito de los perfiles que proporcionara con masas psamíticas, psefíticas y pelíticas destaca en ellos los bloques (olistolitos) considerados de génesis original durante la depositación, no aceptando, como corresponde, la idea de mezcla tectónica tardía alguna.

En 1964, Polanski (op. cit., p.35) trató las formaciones paleozoicas de la Cordillera Frontal expuestas en el Alto río Tunuyán importando destacar la presencia de flysch ligado tardíamente a la orogénesis molánica con caracteres excepcionales y en coexistencia de facies según lo manifestara Borrello (1969, p.84) en su oportunidad.

Padula, et al. (1967, p.177) a propósito de la descripción sumaria de la Formación Punta Negra se han referido a las características rítmicas del tipo flysch, correspondientes a las grauvasas del río San Juan, descriptas por Keidel en la provincia homónima. En la carta de correlación del ciclo devónico de la Precordillera (sección Villavicencio-Chavela) mencionan también los depósitos de flysch que son discernidos en la comarca.

Desde el año 1965, la División Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, viene aplicando estos rígidos criterios de la sistemática estructural sedimentaria en el país, habiéndose desarrollado los principios pertinentes con base en la estratigrafía geosinclinal de la Precordillera donde aparecen los verdaderos estratotipos en régimen de ortoflysch. Por los trabajos de Borrello se ha logrado disponer de una documentación actualizada sobre el conocimiento del desarrollo del flysch en las llamadas estructuras paleoídicas del Oeste Argentino.

En un primer trabajo de este autor (Borrello, 1965) el flysch es una característica del desarrollo de la Precordillera y Cordillera Frontal, entre los procesos de la vacuidad y molasas, caracterizando el desarrollo geosinclinal en el tiempo Mesopaleozoico complexivamente considerado. Hacia esta época ya se había valorizado la importancia del flysch en la estructura de la Precordillera (Aubouin y Borrello, 1966) tras el examen de la misma estructura de montaña entre el río Jáchal y el río San Juan.

En otros trabajos (Borrello, 1967 y 1969 b) es presentado el problema del flysch en sus aspectos históricos, geológicos y estratigráficos de los que surge una evaluación analítica de los problemas correspondientes que participan en la secuencia del proceso geosinclinal de la Precordillera y estructuras vecinas.

Las síntesis más completas se tienen al efecto por el trabajo del mismo investigador (Borrello, 1969, p.82-90) cuando es considerado en sus pormenores esenciales y otros conexos la estratigrafía del flysch en la Precordillera y Cordillera Frontal. Este trabajo ha puesto de manifiesto la importancia de la generación del flysch en la Precordillera y en la Argentina. Habiéndoselo comparado con otros flysches de ciclos geosinclinales diversos de los Andes (Borrello, 1969 c) de manera tal que cuanto concierne a magnitud geológica, procesos de desarrollo correspondientes a distintas épocas tectónicas, caracteres paleogeográficos, faciales y formacionales, la contribución de éste autor es válida para el manejo de los problemas del flysch dentro del área de la Precordillera y los demás que constituyen el área geosinclinal de la Argentina.

El presente trabajo dentro de su magnitud contribuirá a los estudios pertinentes y sobre la base de los criterios seguidos al presente en la División Geología de la Facultad sobre geosinclinales y en la preparación de las cartas tectónicas del territorio nacional.

b. 4.- Consideraciones sobre la distribución del flysch en la Precordillera: De acuerdo al mapa geológico de Stappen-

beck (1910) el "Devoniano" extendido desde la zona al Este de las cabeceras del río Blanco en San Juan al río Mendoza, caracteriza el desdoblamiento de las facies del flysch en la Precordillera y una parte de la Cordillera Frontal.

La representación de estos depósitos predomina en forma saliente en el cuerpo montañoso de la Precordillera al poniente de los cordones calizos que forman de Norte a Sur las Sierras de la Batea, Villicum, Chica de Zonda, Pedernal, y las menores cordonadas que más al Sur y en la Provincia de Mendoza se alzan en el relieve desde Salagasta al cerro de la Cal. El máximo desarrollo es figurado entre el río Jáchal (alto río Jáchal) y la Sierra del Tontal, en San Juan. En esta provincia la máxima sección transversal ocupada por depósitos de flysch coincide con la traza transversal del río San Juan, desde el Sur del valle de Iglesia a la Sierra de Zonda y Ullum. En muchos sectores puede precisarse las rocas que presentan. Las calizas del "Siluriano" (Ordovícico o vacuidad cambro-ordovícica) con los depósitos "Devonianos" del mapa geológico presentado por Stappenbeck con diversos otros pormenores de la constitución geológica de la Precordillera.

En la Carta Tectónica del Oeste Argentino preparada por la División Geología (1970) muestra en líneas generales una coincidencia con la distribución del "Devoniano" de Stappenbeck, con el desarrollo del flysch (Caradociano-Devónico).

Se distinguen las facies del wildflysch marginales, de la Precordillera y cuatro secciones son características para el flysch en dicha estructura montañosa: 1) la sección del río Jáchal; 2) la sección del río San Juan; 3) la sección de Villavicencio; y 4) la del Alto Tunuyán y alrededores. El flysch de las tres primeras secciones es absolutamente preorogénico y está confinado entre la vacuidad y la molasa. El último aún dentro de esas condiciones es el que culmina en coexistencia molásica como en otros sectores de la Precordillera al Norte de Barreal.

En este mapa tectónico, puede notarse la limitada distribución que sobre la margen oriental de la Precordillera tienen los depósitos proximales al cratón del wildflysch mencionado (cf. supra).

b. 5.- El período del flysch en el área de estudio:

. Datos geológicos precedentes: A excepción de los datos geológicos y geotectónicos presentados por el Mapa Tectónico del Oeste Argentino, por la División Geología, toda referencia a estos depósitos de carácter anterior son de índole estratigráfica o formacional pudiendo sintetizarse los mismos en los términos que siguen:

El tema que nos ocupa comprende al conjunto litológico conocido desde antiguo como "pizarras y grauwacas" de la Precordillera, referidas al Paleozoico desde que Darwin (1876) describiera por vez primera a un espeso cuerpo sedimentario aflorante en la Sierra de Uspallata, alrededores de Villaviciencio y Canota. A las que denominó "Clay Slate Formation". Más tarde Stelzner (1885) llamó a estas sedimentitas como "Formación de pizarras silúricas" que compondrían gran parte de los cordones montañosos occidentales de la Precordillera.

Para nuestra área de trabajo específicamente, fue Avé-Lallemant (1890) el que tuvo el mérito de reconocer la presencia de estas rocas, encuadrándolas bajo la denominación de "grauwacke y pizarra del Silurio", para su representación en el mapa geológico de los Paramillos de Uspallata y alrededores. El mejor sector de afloramientos de estas rocas según el autor, sería el Cordón de las Cortaderas, para nuestra zona. Este cuerpo litológico es separable según su criterio de los "Esquistos Hurónicos" (sic) de distinta composición litológica y grado metamórfico, que le infrayacen en la falda oeste del cordón citado.

Bodenbender (1897) en su estudio sobre el "Devono y Gondwana en la Argentina", refirió a la mayor parte de las pizarras y grauwacas de la Precordillera de San Juan (Jáchal) al Devónico. Luego (1902) siguiendo este criterio también ubicó en este período a las sedimentitas que constituyen el flanco oriental de la Sierra de Uspallata.

Describe más tarde Stappenbeck (1910) a estas rocas como "Sistema Devoniano", en base a lo expresado años antes por Bodenbender, aflorantes entre otras localidades precordilleranas en la Sierra de la Cortadera. No admi-

te la división hecha por Avé-Lallemant, sino que a su juicio forman una sola entidad los "Esquistos Hurónicos" de este autor, y el "Siluriano" de su nomenclatura.

Bajo la denominación de "Proterozoico" Martínez (1947) describió para el área comprendida entre la quebrada de la Montaña Superior y la Sierra del Alojamiento, dos importantes afloramientos de leptometamorfitas (sic) y sedimentitas, que atribuyó a la citada edad, denominándolos "occidental" y "oriental" respectivamente, diferenciados por su grado metamórfico, mayor en el primero. Relaciona su afloramiento occidental con los "Esquistos Hurónicos" de Avé-Lallemant, y al oriental con el Silúrico inferior de este mismo autor. La representación en mapa geológico del afloramiento occidental es harto escasa, lo refiere como entremezclado con la caliza del Cambro-Ordovícico (sic). Expresa además este autor que se extiende este afloramiento hasta las minas de talco de La Cortadera, cosa que no es exactamente tal, sino que diversos grupos litológicos se asocian en esta sección (cf. infra).

Como pizarras, grauvacas, cuarcitas y areniscas cuarcíticas cita Buenanueva (1949) a las sedimentitas que componen el "Gotlándico-Devónico superior" aflorante desde el Cordón del Alojamiento hasta los alrededores de Usapallata.

De lo establecido por Harrington (1953) como Paleozoico inferior dudoso, indicamos como correspondientes a nuestro tema de referencia, a su clásico Grupo Villavicencio, en "facies normal" y en "facies Alojamiento" (sic). Separamos como ya fuera expresado en capítulos anteriores, a la "facies Cortadera" como perteneciente a la vacuidad eugeosinclinal (cf. supra).

Al tratar el tema del Carbónico marino del valle de Calingasta-Usapallata, Amos y Rolleri (1965) reseñan brevemente las características de las sedimentitas precarbónicas del área; que en su mayoría según nuestras investigaciones corresponderían al flysch que nos ocupa. Incluyen aquí las rocas que forman el más viejo apoyo de las formaciones carbónicas y que Harrington (op. cit.) las citara como Grupo Villavicencio. Para la "facies Alojamiento" de este autor, que posee fajas calcáreas intercaladas en las rocas típicas de la

"facies normal", expresan que posiblemente respondan a enclaves tectónicos antiguos, quizás precarbónicos, o a deslizamientos gravitacionales (sic), tal como ha sido postulado por Amos (1954) para la Formación Rincónada. Veremos al tratar el tema del flysch negro (cf. infra) que se presenta en parte el segundo caso citado por los autores, para nuestra área de estudio. Con respecto a la edad de estas "sedimentitas precarbónicas" mencionan las opiniones diversas de investigadores que trabajaron en el tema y agregan que con respecto a Villavicencio y el pie oriental de la Cordillera del Tigre, es definitiva una edad paleozoica (precarbónica) en base al hallazgo de restos de plantas mal conservados en el primer caso (Rolleri, 1950) y de restos de Chondrites, en el segundo.

Ya hemos expresado en parte que Borrello (1965) tiene el mérito de reconocer la verdadera naturaleza flyschoides de esta secuencia paleozoica que nos ocupa. La ubica dentro del tectonotema II de la sistemática estructural, con diversas variedades según la clasificación de Vassoevitch (1948). Abarcaba en la Precordillera el tiempo mayormente silúrico a carbonífero inferior inclusive, que en parte puede iniciarse ya en el Llandeilo-Caradoc.

Al referirse al tema específico del conocimiento geológico del flysch en Argentina, marca este autor (1967) las referencias existentes sobre este tectonotema de la Precordillera y agrega datos sobre el que se presenta en la Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael, que pertenecen al tiempo paleoídico.

Más tarde al tratar el estudio de los geosinclinales del país (1969) destaca la importancia notable que tiene esta secuencia. Cita consideraciones geotectónicas básicas sobre el tema, que en parte serán vertidas a lo largo de este capítulo.

Padula, et. al. (1968) se refieren al Devónico de Villavicencio y alrededores, destacando la naturaleza flyschoides de las Formaciones Punta Negra y Villavicencio, que lo componen.

Rolleri y Criado Roque (1969) en trabajo general sobre la geología



de Mendoza, describen brevemente bajo la denominación de Silúrico-Devónico a las sedimentitas que componen el flysch que nos ocupa.

. Distribución del flysch en el área estudiada: Dentro de los límites del estudio abarcado en la comarca de La Cortadera y sus alrededores, el flysch se presenta en cuatro fajas aflorantes que denominaremos de Este a Oeste descriptivamente según lo que se expresa a continuación:

- Zona al Este de la quebrada de las Cuevas-quebrada del Alojamiento: Es la de situación más oriental dentro del área investigada en la ocasión de este trabajo geológico. Se extiende a lo largo de casi 20 km, comenzando al Norte del río Riquiliponche (falda sur del Cerro del Cielo) y llega a alcanzar sobre los 69° la Loma de Los Marayes en la extremidad septentrional del Cordón San Bartolo, donde el afloramiento se curva ligeramente con convexidad al Oeste (ver mapa geológico). En su extremidad septentrional sirve de base a la estructura del Cerro del Cielo, formando su núcleo, sobre el ángulo nordeste del área relevada.

Estos depósitos están cubiertos allí por masas neomolásicas asignadas al Triásico y se proyectan considerablemente hacia el Sur donde se distinguen simplemente como Grupo Villavicencio en los cortes naturales del terreno.

Al Norte y al Sur del valle del río Riquiliponche el flysch tiene una exposición continua que cesa a la altura del Portezuelo de la Pampa y aún más al Sur en dirección a la quebrada del Camino.

Podría considerarse de carácter intermedio la naturaleza de la exposición entre la quebrada del Rancho Viejo y la quebrada del Salto, en el sentido de los asomos y su morfología conexas. Al Sur de la quebrada del Salto y de la senda que conduce a la Estancia El Carrizal, los afloramientos de esta faja que alcanzan la Loma de los Marayes al Norte del Cordón San Bartolo componen una masa regular y dilatada en el sentido de su ancho hasta desaparecer debajo de las rocas volcánicas neofíticas asignadas al Terciario. Al Oeste de la Loma de los Marayes, esto es donde el relieve en esa área desciende en di-

rección a la quebrada de las Cuevas es una característica del flysch el de presentar capas de tonalidades rojizas (flysch rojo).

La máxima altitud alcanzada por los depósitos del flysch en la faja oriental corresponden a las cumbres que se alzan al Oeste de la Loma de los Marayes y al Norte y Sur del río Riquiliponche, sobre la cota de los 2.800 m s.n.m. Siendo la máxima altura de este sector de afloramientos la de 2.918 m al Nordeste del Portezuelo de la Pampa. Desde esta cota el flysch desciende en dirección al naciente hasta alcanzar en Villavicencio y alrededores la de 1.500 m en conjunto.

- Zona de la falda Oeste del Cordón Alojamiento: En el área aludida y desde el Norte del Cerro Alojamiento hasta el Barreal del Pájaro Muerto, el flysch aparece continuamente expuesto a la observación y rodeado por masas líticas de la vacuidad miogeosinclinal (calizas y calizas dolomíticas) que de seguro han sido su "basamento" original; y en parte por las masas brechosas del vulcanismo neofídico (Terciario), al Sur del Cordón del Alojamiento y al Oeste de la quebrada del mismo nombre. El rumbo del afloramiento está tendido de Norte a Sur con ligeras variaciones en su traza, sobre todo sobre la margen septentrional que se inclina ligeramente al Este siguiendo la estructura de los afloramientos calcáreos de la vacuidad miogeosinclinal. Su desarrollo alcanza a 13,5 km de largo. Llegan a la cota de los 2.807 m s.n.m. en su porción central relevada (ver mapa geológico adjunto); el ancho máximo del asomo es de 1.600 m en su mitad meridional y el mínimo solo llega a 250 m, medido al Nornoroeste del Cerro Alojamiento.

Este flysch contrasta con el de la zona precedentemente tratada por corresponder a facies distintas. Prevalecen en su constitución las rocas pelificas oscuras del flysch negro como masa dominante.

- Zona del Cordón Cortaderas: La zona del Cordón Cortaderas comienza al Norte de la quebrada Agua de las Cortaderitas sobre las últimas estribaciones proyectadas del Cordón del Tontal expuestos en el Cordón del Peñasco. Por donde pasa la senda de herradura que lleva a la quebrada de la Montaña y se extien-

de con un desarrollo longitudinal de 20 km hasta la Pampa Fría.

Al Sur del sector de la quebrada Agua de las Cortaderitas, el flysch igualmente irregular en su extensión aflorante compone el relieve al Oeste de la Pampa de los Pozos, en la cual emergen del piedemonte asomos irregulares y discontinuos de flysch.

En dirección al Sur y desde el Cerrillo Agua Escondida a la Pampa Fría, el flysch es comparativamente continuo en un tramo de más de 13 km en el sentido longitudinal, alcanzando una dilatación transversal máxima de 5 km entre el cerro Cortaderas y la quebrada de las Cuevas. Las altitudes máximas comprobadas son la del cerro Cortaderas con 3.020 m s.n.m., y otras cercanas a las de 2.800 m en sus inmediaciones.

La porción austral de este sector aflorante de flysch, muestra una escotadura ocupada en el Abra de las Cortaderas por el piedemonte, el que reaparece en otros sectores caracterizando la interrupción en el relieve de los asomos, solo recubierto por rocas volcánicas neólicas entre Agua de las Minas y el cerro Cortaderas al Norte y Noroeste de la Pampa Fría, que constituye su límite sur donde las sedimentitas flyschoides aparecen ya cubiertas por el acarreo cuaternario.

El flysch aparece enmarcado en el relieve por depósitos de la vacuidad. Hacia el Este es la vacuidad miogeosinclinal calcárea la que forma su margen de Norte a Sur. Hacia el poniente el límite de las exposiciones del flysch está dado por el contacto con las masas de la vacuidad eugeosinclinal. Al Norte de la quebrada de los Pozos la vacuidad eugeosinclinal está recubierta por las masas del flysch en dirección a Agua de las Cortaderitas.

La zona aflorante descripta se caracteriza por poseer en su constitución un tipo propio de flysch, en parte rítmico, pero con metamorfismo regional y dinámico sobreimpreso en lo esencial.

- Zona situada al Norte del Cordón Agua del Jagüel: En el área más occidental el flysch reaparece en el relieve con cotas hasta de 2.816 m s.n.m., entre la

quebrada de la Mina al Sudeste del bajo de la Pampa Seca y el Cordón Agua del Jagüel, se extiende hasta el límite de la hoja preparada y aparece al poniente recubierto por depósitos modernos que rodean el borde precordillerano y descienden a la depresión y barreal de la Pampa Seca en dirección a Yalguaraz.

En contacto con el flysch descripto metamorfozado y penetrado por rocas volcánicas terciarias (?) similar al anterior, aparecen hacia el Sur los asomos del vulcanismo seciente permo-triásico. Con probable plano de falla contacta este flysch con la vacuidad eugeosinclinal sobre toda su margen este. (ver mapa geológico adjunto)

. Descripción de los tipos de flysch del área estudiada:

Como resultado de las investigaciones efectuadas en el área de La Cortadera ha sido posible distinguir las siguientes facies de flysch: a) Flysch tipo Villavicencio (Ortoflysch); b) Flysch tipo Este Quebrada de las Cuevas (Flysch rojo); c) Flysch tipo falda Oeste Cordón del Alojamiento (Flysch negro, olisotolítico); y por último d) Flysch tipo Cordón Cortaderas (Meta-Hemiflysch).

Se consigna seguidamente el conjunto de pormenores más destacados que sirven a los fines de la descripción y caracterización de semejantes depósitos flyschoides en el área de las presentes investigaciones y en parte extendidos a otros sectores de la Precordillera del Oeste Argentino. La descripción se comienza desde los asomos de la porción oriental hacia la occidental.

a) El flysch tipo Villavicencio (Ortoflysch):

Esta facies del flysch está caracterizada en su exposición por los asomos que constituyen el relieve de la parte oriental del relevamiento efectuado.

En la quebrada del río Riquiliponche, quebrada del Camino, quebrada del Salto, quebrada de las Viscacheras y Loma de los Marayes, el flysch aludido se presenta muy bien expuesto a la observación a veces por debajo de las neomolasas paleoólicas (Triásico) o de material cuaternario algo compac-

tado. Es el tipo de ortoflysch psamo-pelítico rítmico por excelencia (ver Láminas VIII, a y b; IX, a y b).

Presenta en la naturaleza el color verde botella a verde oscuro y verde grisáceo, a veces con bandas rojizas producto de la acumulación de óxidos de hierro, que es característico para el flysch de facies semejantes en toda la Precordillera de San Juan y Mendoza. Es por ello similar en estructura, textura y color al ortoflysch que aflora en Loma de los Piojos, Talacasto y valle del río San Juan, en la provincia homónima, y al que caracteriza a la misma secuencia en el clásico perfil de Villavicencio, sobre el camino internacional. (Harrington, 1941).

Los caracteres sobresalientes de este flysch son: la homogeneidad y regularidad de la depositación de los estratos que hacen de esta serie una secuencia bitemática de grauvas y lutitas, indubitable; además el tipo rítmico de su sedimentación es por demás singular en los estratotipos estudiados en los diversos cortes expuestos al Este de la quebrada de las Cuevas-quebrada de las Cuevas del Norte-quebrada del Alojamiento. Por otra parte son distintivos en esta depositación el régimen "aleurolítico" (Vassoevitch, 1948) del ortoflysch donde el ritmo que comienza con una rica banda psamítica, desaparece al completarse la gradación con las pelitas, no observándose mayormente transición marcada entre la lámina pelítica y psamítica del complemento rítmico. Este atributo es más vale de carácter macroscópico. El último hecho a destacar es la ausencia de fósiles por demás comprobado en otras áreas de la Precordillera para secuencias similares, a excepción de los que cerca del anfiteatro del Manzano son objeto de estudio por parte de Borrello en el momento actual, y las ya conocidas faunas y floras devónicas exhumadas en la Provincia de San Juan.

El flysch de este tipo preorogénico no tiene basamento expuesto a la observación, tal como está representado para el área en los perfiles de la Lámina XXXII, A-B, C-D, E-F, G-H, I-J, K-L y M-N. En cambio sí posee el recubrimiento original de terrenos más jóvenes tal como en los cortes A-B, C-D, E-F, para el tramo del Cerro del Cielo y en los otros que se reproducen en la lámina aludida. La forma en que se apoya la neomolasa paleo-

dica por discordancia angular marcada, sobre este tipo de ortoflysch y en relieve elaborado puede observarse en la sección del corte G-H de la misma lámina donde la neomolasa de la parte alta de la quebrada del Alojamiento recubre la estructura completamente plegada del ortoflysch. Son estos lugares desde el cerro del Cielo hasta la quebrada del Salto, frente al Puesto Las Cuevas, donde se percibe la magnitud e intensidad de la tectónica geosinclinal que separa en neta discordancia angular la tectogénesis de la orogénesis y con ello la neomolasización postgeosinclinal del flysch preorogénico.

En la quebrada del Salto que nace aproximadamente a 500 m al Sur del Puesto Las Cuevas, y sigue un rumbo Sudeste-Noroeste, se puede visualizar muy bien las características del ortoflysch aflorante, con bandas psamopelíticas y con fuerte dislocación hasta la posición subvertical. La estratificación es bien definida y junto con el ortoflysch de bandas psamíticas gruesas, aparecen familias de ritmos de flysch en bandas de estratificación más delgada. La quebrada del Salto es también la sede del desarrollo de concreciones de color gris oscuro compuestas por material calcáreo micrítico, en medio de las capas pelíticas que forman el ritmo ortoflyschoides. El tamaño de estas concreciones varía entre 20 cm y 5 cm de largo por 18 cm a 8 cm de ancho, de forma ovoidal, con presencia de cristales de pirita en su parte central, donde la tonalidad grisácea oscura se transforma ligeramente en castaño oscuro, al parecer por una mayor silicificación con respecto a la parte externa. El rumbo general de las capas que contienen las concreciones calcáreas es de N17°E, con buzamiento de 54° al Oeste. En las inmediaciones las capas psamíticas del ortoflysch tienen espesores que varían entre 110, 70, 60, 40, 10 y 8 cm; en cuanto a la parte pelítica (que siempre es de menor espesor) varía entre los 10, 7, 4 y 2 cm. Es muy común que las capas pelíticas se fracturen según planos de clivaje oblicuos con respecto a la estratificación, normalmente de rumbo meridiano y buzamiento al Oeste.

La quebrada del Camino es asimismo exponente saliente del desarrollo ortoflyschoides psamo-pelítico, tal como está reproducido en la Lámina IX, b. En este sector los ritmos reducen la proporción de material pelítico en su desarrollo. El espesor de las capas aquí es variable entre 1 m y los 7 cm.

Este valor se incrementa o se reduce de lugar a lugar, más en conjunto puede estimarse que cada ritmo completo (psamita-pelita) es del orden de los 20 a 50 cm por lo común. En este sentido ésta sección no difiere del de Villaviciencio de las proximidades de las termas del mismo nombre y reproduce caracteres observados en otros flysches de la Precordillera de San Juan entre el cerro Blanco y el río Uruguay.

En la quebrada del Camino citada, casi en las proximidades del Cerro Manantial, ubicado fuera del área de estudio, se halló en medio del cauce un bloque de grandes dimensiones, aproximadamente de 7 m de largo por 5 m de ancho, constituido por un paraconglomerado con clastos exclusivamente de cuarzo lechoso, en parte pasa a ser de carácter brechoso, cuya matriz esta compuesta por una fracción fina, de color verde oscuro, de composición grauváquica (Lámina XII, b). No fue posible reconocer este material in situ, aunque fue intensa su búsqueda en el terreno circundante, es probable que haya sido arrastrado largo trecho por las corrientes estivales. De cualquier manera es posible su vinculación con el flysch, puesto que en otras localidades se presentan ejemplos similares originados por las corrientes de turbidez que han dado origen al mismo flysch.

Las estructuras sedimentarias resultan un carácter saliente de esta secuencia flyschoides, ha sido factible individualizar la presencia de calcos de carga, "flute casts", a veces con calcos de carga sobreimpuestos, calcos de flujo, ondulitas, estratificación gradada, estratificación replegada o microplegada (ver Láminas XI, a y b; XII, a). Los calcos de carga (Lámina XI, a) a veces de gran tamaño, resultan un pormenor agudo en las características sedimentológicas del flysch en la aludida quebrada del Salto. Aparecen precisamente donde el flysch tiene una composición psamítica por excelencia (grauvacas). También pudo observarse la presencia de estructuras tipo "pillow-sandstone" o formas submamelonares o almohadilladas en las sedimentitas que componen el ritmo del flysch (ver Lámina XII, a). Son de regular tamaño y alcanzan los 30 cm de diámetro y ocupan una extensión apreciable aflorante dentro de la superficie de estratificación. Se conservan en la quebrada del Salto, claramente expuestos a la observación y acusan un moderado desgaste a los

efectos erosivos. En algunos sectores aparecen también algunas estructuras de corrientes y a veces pequeñas estrias, originadas en los procesos de turbidez de la sedimentación del flysch.

Es llamativa también la presencia en toda la secuencia del ortoflysch, de numerosas pistas de anélidos y problemáticos diversos, sin características morfológicas marcadas que permitan su individualización genérica. Constituyen estos los únicos restos fósiles encontrados en el flysch tratado. Es lógico que así ocurra en realidad, siendo ésta (la escasez de fósiles) otra de las características especiales que presenta el ortoflysch o flysch típico en todo el mundo.

El flysch que se describe se halla en casi toda su superficie aflorante plegado y hasta replegado, en parte suele encontrarse en forma vertical y con rumbo general Norte-Sur o buzando ligeramente hacia el Oeste (ver Lámina IX, a). En la quebrada del río Riquiliponche, es una característica llamativa el intenso plegamiento que presenta el flysch (ver Lámina X, a y b), sus pliegues inclinados a veces conforman las verdaderas características de los tipo "chevron", con plano axial buzando al Este con ángulo de 60° y con rumbo aproximadamente Norte-Sur. A pesar de este plegamiento acentuado, el flysch mantiene las características de sedimentación rítmica. Hacia el Este en dirección al Puesto Riquiliponche, el flysch en parte recubierto por las neomolasas triásicas, que forman el macizo superior del cerro del Cielo, conserva sus características geológicas y geotectónicas dentro de lo dicho en el presente escrito. De esta manera es válido y extensivo el concepto aplicado al tipo Villavicencio dado en este trabajo y con extensión al perfil de las termas del mismo nombre, representando así al ortoflysch de la Precordillera de Mendoza.

No nos fue posible por las circunstancias apuntadas, reconocer con exactitud su espesor total aflorante, pero lo estimamos en primera instancia en 1.500-1.700 m.

El examen petrográfico de algunas muestras psamíticas de esta homogénea secuencia, ha revelado la presencia de areniscas muy poco o nada seleccionadas, con una notable proporción de material arcilloso. Se trata en



todos los casos de verdaderas grauwacas de tipo líticas y feldespáticas en lo esencial, con ligeras variaciones estructurales y texturales. De textura psamítica con matriz psamítica fina a pelítica. Presentan una ligera laminación megascópica quizás debida a concentraciones de óxidos de hierro. La parte clástica de estas rocas está compuesta por individuos mayores de cuarzo (400 micrones aproximadamente) redondeados a subangulosos, en parte con fuerte extinción ondulante y cataclasis, con comienzos de textura de mortero. Luego le siguen en abundancia clastos de feldespatos potásico (250 micrones) límpidos, con formas angulosas de hábito tabular y escamillas de muscovita. Irregularmente en las muestras se distribuyen individuos de cuarzo, feldespatos potásicos y calcosódicos, líticos derivados de metamorfitas de bajo rango (filitas), todos de tamaño intermedio (100 y 150 micrones). Completan la fracción clástica, elementos menores de 20 a 40 micrones, de cuarzo, feldespatos ligeramente caolinizados y material micáceo. La matriz está compuesta de material sericítico-clorítico, a veces con concentraciones de minerales laminares y material arcilloso finamente distribuido con el elemento micáceo. Se destacan en algunas muestras manchas de calcita, dispersas.

b) El flysch tipo Este Quebrada de las Cuevas

(Flysch rojo):

En parte engranado con el ortoflysch tipo Villavicencio a manera de lente facial se presenta el tipo de flysch aludido (flysch rojo) en el pequeño asomo situado a 2 km en dirección Este-Sudeste de la quebrada de las Cuevas y a 1 km al Norte de las últimas estribaciones del Cordón <sup>A</sup>San Bartolo. Su régimen es rítmico ortoflyschoides mas presentando las tonalidades rojizas que lo distinguen para los fines de la descripción como flysch rojo. Este flysch tiene apenas un desarrollo aflorante de 2 km en sentido longitudinal con arrumbamiento Nordeste-Sudoeste, y 0,6 km como máximo en su ancho. El espesor máximo que alcanza es de 400 m y está compuesto por una sucesión de capas psamíticas finas y pelitas gradadas con la tendencia de prevalecer en ortoflysch fino próximo en sus facies al metaflysch paleoídico de la Precordillera(1).

(1) Los análisis por difractogramas de rayos X, de algunas muestras pelíticas, revelaron la presencia de: Illita, Clorita y Caolinita, en orden de abundancia.

En el relieve estas capas contrastan con las otras del flysch Villavicencio no solo por la tonalidad rojiza-morada intensa del conjunto sino también por el tipo de morfología que determinan en el paisaje regional. La vista de la Lámina XIII, a, permite formarse idea de la morfología impli- cada por la elaboración de estas capas. La composición litológica, de psamitas de grano fino y pelitas, el metamorfismo dinámico leve y la erosión, determinan un cuadro local de características propias para el flysch rojo.

Por lo demás la superficie de los asomos es relativamente brillante a causa de la ligera tectonización de las capas y a la índole de su constitución mineralógica fina.

La sedimentación psamo-pelítica fina ha contribuido a la intensidad de la deformación tectónica por plegamiento, esto ha determinado la posición subvertical de las capas en el área y al mismo tiempo una supresión evidente en el desarrollo de la sección expuesta.

El límite occidental de los afloramientos es una falla de rumbo Nornoreste a Sudsudoeste contra los que están yuxtapuestos depósitos neomolásicos del ciclo estructural sedimentario correspondiente al ciclo neógeno (Terciario). Subparalelamente se ajusta la falla marginal a los rumbos de igual trazado que presentan los afloramientos del flysch rojo en el relieve, con buzamiento vertical.

Las sedimentitas psamíticas de este flysch poseen numerosas estructuras y marcas sedimentarias de tamaño reducido. Pero un hecho importante para destacar es la presencia de fósiles problemáticos bilobados dentro del flysch que nos ocupa (ver Láminas XIII, b; XIV, a y b). Estos restos aparecen sobre el borde occidental del afloramiento del flysch aludido. Las dos localidades que han proporcionado el respectivo material figuran consignadas en la carta geológica adjunta y no lejos del plano de falla precedentemente mencionado (cf. supra).

Las citadas formas asignadas al icnogénero Nereites sp. (1) cons-

---

(1) Determinación efectuada en la División Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, por el Dr. A.V. Borrello.

tituye un problemático meandroso de eje angosto y lobulación regular, poco común en la Precordillera. Formas parecidas han sido encontradas en el Paleozoico inferior del cordón septentrional de la provincia de Buenos Aires, que se asemejan a las de igual edad de Portugal. Como representantes ícticos del flysch rojo éstas son exclusivas para el área estudiada. Otras formas problemáticas han sido también visualizadas en estos afloramientos pero no permiten su clasificación. Al respecto puede señalarse que si bien el flysch tipo Villavicencio contiene problemáticos indeterminables, los del flysch rojo, referidos al icnogénero Nereites son los únicos que tienen importancia como marcas de procedencia orgánica para el flysch de la Precordillera en el lugar estudiado.

Los problemáticos mencionados se habrían originado en la pista dejada por anélidos u otros invertebrados de habitat marino.

Los afloramientos de flysch rojo están cubiertos en parte por sedimentos cuaternarios fanglomerádicos. Rocas volcánicas terciarias se dejan ver en los asomos de la primer quebrada situada al Norte del afloramiento del lente facial flyschoides, pero sin llegar a constituir un recubrimiento importante. Su vinculación con las vulcanitas del Cordón San Bartolo cercano es indubitable.

c) El flysch tipo Oeste Cordón del Alojamiento:

En medio de los largos y angostos cuerpos calcáreos de la vacuidad miogeosinclinal este tipo flyschoides se distingue en el régimen de la sedimentación preorogénica por estar constituido por estratos pelíticos de color oscuro en general y psamíticos delgados, de tonalidad más clara.

Las pelitas oscuras que determinan el carácter saliente de este flysch negro, no son los únicos constituyentes finos de la secuencia local, ya que fuera de estas se ha comprobado, en el área de la mina Barrera, sobre todo, de pelitas moradas, verdosas, con aspecto satinado, hojoso, hasta con superficies brillantes. Se le asocian intercalados en la sucesión, bloques olistolíticos calcáreos.

En lo que se refiere al componente psamítico, el material cuarcítico es comparativamente abundante en el flysch descripto. Además es importante como atributo rítmico con las pelitas oscuras y verdosas. Las ortocuarcitas y areniscas cataclásticas presentes, con abundante cemento calcáreo en parte, son de color gris claro a gris oscuro en corte fresco. En los afloramientos por meteorización ofrecen tonalidades próximas al castaño claro debido a los óxidos e hidróxidos que forman su pátina de recubrimiento. El espesor de estas capas es de pocos centímetros hasta 10 cm, excepcionalmente alcanzan potencias mayores.

Es dable destacar que las pelitas oscuras en dirección al Norte truevan el matiz anunciado por otros de coloración verdosa. No obstante el cambio de color, la granulometría y textura de las rocas se conserva por doquier en el área estudiada. Las ortocuarcitas y areniscas cataclásticas se parten con fractura concoidal y son sumamente compactas. Aunque se asocian en el ritmo a las pelitas oscuras y verdosas, las rocas psamíticas y las pelíticas conservan, su individualización en el régimen rítmico en el que se presentan. El espesor más común en las capas de ortocuarcitas es de 3 a 5 cm (ver Lámina XVII, b). Presencia destacada además de una venación de cuarzo que sigue los planos de estratificación del flysch que nos ocupa.

El contacto del flysch negro con las calizas de la margen oriental principalmente, es neto sin alternancia alguna, se pasa de calizas masivas a flysch compuesto por granulometría fina en esta superficie. Las pelitas aquí presentes, muestran los indicios de un metamorfismo dinámico marcado (blastopelitas). Muy escasamente se encuentran sobre este contacto areniscas cataclásticas u ortocuarcitas de la fracción psamítica respectiva.

El relieve que forman es abrupto al iniciar el Cordón del Alojamiento en su margen meridional, pero después en casi toda su superficie aflorante la morfología es suave.

Al Norte del Cerro Alojamiento el rumbo de los estratos del flysch negro, localmente compuesto por pelitas verdosas en su mayoría, con super-

ficies brillantes, sigue el contorno de las calizas de la falda Oeste del Cordón del Alojamiento, siempre con fuerte inclinación de 70° y hasta de 90° al Oeste y rumbo casi Norte-Sur a Nordeste-Sudoeste (ver mapa geológico adjunto).

La mejor sección para estudiar el desarrollo litológico de este tipo flyschoides es la que corresponde al corte natural que se presenta en la primer quebrada al Sur del Puesto Los Alojamientos, que cruza por su margen meridional gran parte del cordón homónimo, y la que más al Sur compone las inmediaciones de la mina Barrera (alumbres).

El aspecto general del cuerpo de este tipo de flysch puede verse en el grabado de la Lámina XV, a, correspondiente a la falda occidental del Cordón del Alojamiento, donde el régimen del flysch aparece ligado a la vacuidad calcárea de naturaleza miogeosinclinal.

En la ya citada mina Barrera, hacia la extremidad meridional del afloramiento de flysch negro, se presenta una manifestación alumbrifera intercalada en sus estratos, se trata de una veta de 50 cm de espesor y otras subsidiarias menores de color blanco a gris claro, constituida específicamente por natroalunita (sulfato de sodio), con cierto porcentaje de caolinita. Estos asomos de "alumbres" han sido citados también para la provincia de San Juan en medio de sedimentitas semejantes a las aquí expuestas, asignadas al tiempo ordovícico-silúrico (Angelelli y Trelles, 1938).

El flysch negro muestra en general una vergencia buzante hacia el poniente con ángulo alto, según se destaca en las diversas secciones que componen la anexa Lámina XXXII. El mismo tipo de vergencia se advierte en el pequeño afloramiento que al Sur del Cerro Alojamiento aparece en el sector de la quebrada del Paramillo. Se trata de una manifestación flyschoides de reducida extensión en el rumbo y de muy escaso desarrollo en su sección transversal (ver mapa geológico adjunto) al punto que podría pasar inadvertido para trabajos que no reclamen la aplicación de una escala de relevamiento similar a la utilizada, para los fines del presente estudio.

En este caso el remanente a la manera de jirón, mostrando escalonamiento en su exposición, está yuxtapuesto a las calizas de la vacuidad y rodeado por entero de molasas, en realidad neomolasas del Neóidico y Paleóidico respectivamente. El espesor conservado en este remanente sería de aproximadamente 150 m. Las rocas que lo componen presentan una profunda fracturación que las hace deleznable al golpe suave de martillo, separándose en pequeñas lajas. Se trata de sedimentitas de grano fino (blastopelitas) en su totalidad, de color negro, con matices ligeramente verdosos y rojizos.

En base a las relevantes características de este afloramiento de flysch negro (con olistolitos), detallaremos a continuación el análisis petrográfico de las diversas variedades de rocas que lo integran en sus pormenores más salientes. Dos variedades granulométricas principales componen el flysch negro, una parte de fracción pelítica y otra de fracción psamítica. La primera está compuesta por blastopelitas (pelitas transformadas por metamorfismo dinámico) o raras semiesquistos (derivados de limolitas). La porción de granulometría mayor, contiene ortocuarcitas cataclásicas, areniscas cuarzo-feldespáticas, con evidencias de cataclasis y reemplazo epigenético de calcita, semiesquistos y blastopsamitas derivados de wackes, de aspecto sedimentario franco.

Las muestras de grano fino recogidas en el faldeo occidental del Cordón del Alojamiento, inmediatamente al Oeste del Cerro homónimo, tienen las características petrográficas que se detallan. Se trata de rocas de color verde claro, formadas por una base pelítica de sericita y cuarzo, y escasos elementos clásticos tamaño arena dispersos, compuestos por cuarzo fundamentalmente. La matriz presenta casi siempre una esquistosidad bien marcada y envuelve a los cristales mayores de cuarzo; se nota una inflexión suave de las líneas de la matriz que se orientan formando un ángulo de aproximadamente  $70^{\circ}$  con respecto a la esquistosidad principal. Se destacan algunos lentes de 1.000 micrones de largo por 500 micrones de ancho de material arcilloso, paralelos a la esquistosidad. Evidentemente se trata de rocas pelíticas transformadas por metamorfismo dinámico en blastopelitas. En la primer quebrada grande al Sur del Puesto Los Aloja-

mientos, afloran en contacto con las calizas de la vacuidad miogeosinclinal, rocas semejantes a las descritas, pero con algunos granos de calcita en forma de lentes estirados dispuestos al azar, presentan una esquistosidad muy pronunciada con planos de corte paralelos y subparalelos y pequeños lentes de material clástico elongados en la dirección de la esquistosidad, con tamaños que varían entre 100 micrones de largo y 30 micrones de ancho, lo que lleva a suponer que la esquistosidad está desarrollada según la estratificación de acuerdo al aplastamiento sufrido por la roca, también estamos en presencia de blastopelitas.

Hacia las inmediaciones de los bloques olistolíticos de caliza incluidos, de la falda Oeste del Cordón del Alojamiento (cf. infra), algunas muestras de grano fino presentan las características idénticas a las ya descritas, pero que en parte se diferencian por la presencia de direcciones heredadas de la roca sedimentaria original, que se orientan a  $45^\circ$  de la esquistosidad principal dada por la muscovita muy abundante (más de 15%). Es decir que se presentan dos planos S bien marcados, uno constituido por la esquistosidad y otro por planos de corte a  $45^\circ$  de la anterior. Se clasifican también como blastopelitas. De la misma localidad se recogieron muestras de granulometría ligeramente mayor, de color verde oscuro, compuestas por clastos estirados en una dirección preferencial dada por abundantes planos de corte subparalelos y que envuelven a los granos mayores que poseen entre 30 y 100 micrones; con alto porcentaje de clorita y muscovita de origen clástico, el resto de la roca está formada por una matriz fina arcillosa a sericítica con impregnaciones secundarias de óxido de hierro; el grano es de tamaño lino para el resto de las rocas. Pueden clasificarse como semiesquistos derivados de limolitas.

En lo que respecta a la fracción de granulometría mayor, las muestras recogidas en las inmediaciones de la mina Barrera, de color gris claro a oscuro de aspecto "cuarcítico", compactas, presentan la primitiva forma de los granos de cuarzo con crecimiento secundario, en parte con límites marcados por material pulverulento tipo óxido de hierro. Los bordes de unión del cemento son de tipo irregular. Los clastos presentan una franca extinción on-

dulante. En algunos sectores no se observa el fenómeno de crecimiento secundario y se tiene en consecuencia simplemente un agregado de cristales de cuarzo con marcada extinción ondulante y bordes fuertemente interpenetrados; representarían parte de venas que han penetrado las rocas sedimentarias durante la deformación. En la primer quebrada al Sur del Puesto Los Alojamientos, otras muestras presentan textura psamítica marcada, con abundante cemento calcáreo, por lo menos un 50% que reemplaza parcialmente a los clastos de cuarzo y plagioclasa, formando penetraciones. Con venas mayores de calcita que atraviesan las muestras, probablemente posteriores a la acción metamórfica. La mayoría de los clastos presentan una fuerte extinción ondulante y en algunos sectores de las rocas se observan agregados de cuarzo de grano fino con textura de mortero. Se trata de una arenisca cuarzo-feldespática, con evidentes signos de cataclasis y reemplazo epigenético de calcita. Otras muestras del mismo lugar presentan un mayor contenido de muscovita clástica y los clastos de plagioclasa están sericitizados originariamente. En algunos casos se tratan también de rocas de características intermedias entre las pelitas y las psamitas, descriptas, con abundantes granos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y líticos (pelíticos) en forma subordinada. El tamaño de los clastos mayores es de 80-100 micrones y los menores de 20 a 30 micrones. Se presentan minerales accesorios tales como turmalina, y laminillas de mica. También concentraciones de calcita en manchas y cristales cuedrales. Estas rocas pueden encuadrarse dentro de las blastopsamitas, derivadas de wackes de grano fino. Otras muestras de color gris oscuro, presentan granulometría heterogénea, los granos mayores tienen aproximadamente 200 micrones y los menores entre 60 y 70 micrones, formadas por clastos de cuarzo (70%) elongados en la dirección de la esquistosidad de tipo mecánica y matriz pelítica abundante formada por agregados de cuarzo, sericita y óxidos de hierro que forman planos de corte y agregados que se adaptan a la superficie de los clastos mayores. El cuarzo posee una fuerte extinción ondulante en sus individuos mayores. En menor proporción se encuentra feldespato potásico micropertítico y plagioclasa con macclas curvadas, además de muscovita parcialmente flexionada y adaptada a la superficie de los clastos mayores. Subordinados se presentan clastos líticos del tipo pelítico,



zircón en granos redondeados, turmalina y opacos. Las muestras están transformadas en semiesquistos, pero derivan de wackes, con marcado aspecto sedimentario.

El afloramiento flyschoides que se ubica inmediatamente al Norte del Puesto Los Alojamientos, al Este del Cordón del Alojamiento, está compuesto por pelitas de color gris oscuro en su mayoría, con cuarzo y sericita que presentan una esquistosidad principal y una serie de planos de corte que la atraviesan formando ángulos agudos. En ciertos sectores aparecen núcleos de material pelítico limitados por planos de corte curvados, con orientación preferencial incipiente de los elementos micáceos que los componen. Distribuidos al azar se encuentran concentraciones de óxidos de hierro, magnetita y hematita en formas redondeadas a irregulares pero algunos casos presentan un núcleo más abundante de material de matriz formando especies de porfiroblastos. Se trata de blastopelitas, o sea originalmente rocas pelíticas transformadas por metamorfismo dinámico.

Como resumen de lo expuesto podemos decir que el flysch negro se caracteriza por su metamorfismo de tipo dinámico exclusivamente. Su acción está reflejada en los efectos cataclásticos producidos en las rocas "cuarcíticas", transformándolas en verdaderas cataclasitas, aunque conservan estructuras sedimentarias del tipo de los calcos de carga, a los que se asocian verdaderas "tectoicnitas" causadas por el tectonismo actuante sobre estas rocas. Las rocas pelíticas originales han sido transformadas a su vez en blastopelitas, pero conservan perfectamente su aspecto sedimentario franco.

Destacada es la inclusión en la masa del flysch negro de klippes sedimentarios u olistolitos, numerosos, claramente discernibles y asociados a una etapa de subpiso de flysch donde exclusivamente se los encuentra en el área comprendida por las investigaciones del autor presente.

El estudio de la olistolitización fue emprendida por la División Geología, en los últimos años en la Precordillera del Oeste Argentino, habiéndosele asignado una importancia paleogeográfica y estructural de primera magnitud. La mayor exposición de este tipo flyschoides fue descripta para la zona

de Mogotes Negros en el flanco oriental de la Sierra de Villicum y en medio del flysch marginal de la Rinconada, en el mismo lado de la Sierra Chica de Zonda respectivamente al Norte y al Sur del valle del río San Juan (Borrello, 1969, p.82). También fue comprobado por los trabajos de la misma División, la línea olistolítica que desde el Sur del río Jáchal se proyecta al Sur del río San Juan, habiendo hecho conocer a la vez la olistolitización en el cerro Pelado (Borrello, 1969,d) y Agua de las Carditas, en la Sierra de Uspallata (Borrello, 1969 b).

Una síntesis de los campos olistolíticos principales de la Precordillera del Oeste Argentino fue conocida en nuestro medio como complemento de la labor de la División Geología (Borrello, 1968).

Lo precedentemente expuesto autoriza a decir que los olistolitos del Cordón del Alojamiento que participan de la constitución litológica del flysch negro constituyen por cierto un nuevo sector con depósitos de bloques en régimen de preorogénesis en territorio de Mendoza. Esto sugiere la posibilidad de incorporar al estudio de este problema un nuevo elemento descriptivo y de comparación para el análisis pertinente siendo de expresar que esta circunstancia habría de servir grandemente para conocer los efectos de la posembriogénesis ligada al flysch en la Precordillera del Oeste Argentino.

En los cortes A-B, C-D, y E-F de la Lámina XXXII, se ha representado en forma ilustrativa la presencia de olistolitos en el flysch de la comarca investigada, dado que la escala adoptada para los cortes no permite consignar con otros pormenores la expansión de semejantes materiales gruesos en el cuerpo del flysch local. Aún es de difícil representación en sus pormenores ajustados la distribución de los bloques en la carta geológica anexa por las mismas razones de escala. Con todo debe aclararse que aún no comprendiendo las secciones restantes la indicación de semejantes bloques por la posición de las trazas sobre el mapa a lo largo de toda la masa del flysch negro están presentes los cuerpos olistolíticos al Norte y al Sur del meridiano del Alojamiento.

Los olistolitos faltan en el asomo de las cabeceras de la quebrada del Paramillo al Norte del Puesto Los Alojamientos, aunque podrían encontrar-

se por debajo de la superficie aflorante del flysch.

Dentro del cuerpo de flysch negro que se describe los olistolitos prevalecen en general en la mitad oriental de la zona expuesta, en el área estudiada.

La cantidad de olistolitos es numerosa aunque de tamaños menores a los que se presentan en Megotes Negros y La Rinconada. En la carta geológica agregada a este escrito se ha preferido indicar con símbolo distintivo donde mayormente se conservan los grandes clastos del tipo indicado.

Los olistolitos del faldeo occidental del Cordón del Alojamiento son sin excepción de composición calcárea. En su mayoría de calizas compactas, sin estratificación, algunos conservan brechas intraformacionales y hasta clastos de pedernal. Proviene sin duda de la vacuidad miogeosinclinal contigua. Los bloques aludidos grandes, medianos y pequeños, aparecen alineados en el rumbo de la masa flyschoides. Exceptuando los desplazamientos por el ajuste tectónico ulterior los cuerpos olistolíticos están netamente interestratificados dentro del flysch y por ende son singenéticos con la depositación de estos depósitos marinos.

Sobre el relieve los olistolitos sobresalen netamente de las rocas de su caja flyschoides. Muestran formas acrestadas y enhiestas tal como lo representan las vistas de las Láminas XV, b; XVI, a y b; XVII, a y b.

Sobre el faldeo occidental del Cordón del Alojamiento (Lámina XV, a) los olistolitos aparecen con la tendencia a mostrar hiladas de bloques en más de un nivel original. En este sentido más al Sur y en las proximidades de la mina Barrera se han llegado a distinguir tres horizontes por lo menos de masas olistolíticas cargadas en una sección de flysch negro que no pasa en su espesor de los 40 m (Fig. 4).

El rumbo normal de los olistolitos o cuerpos calcáreos que aquí se presentan es casi siempre Norte-Sur (Fig. 4), coincidentes con el rumbo de los estratos del flysch, a veces el paralelismo entre hiladas olistolíticas y los estratos del flysch se torna relativo, por movimientos de ajuste plio-cuaternarios.

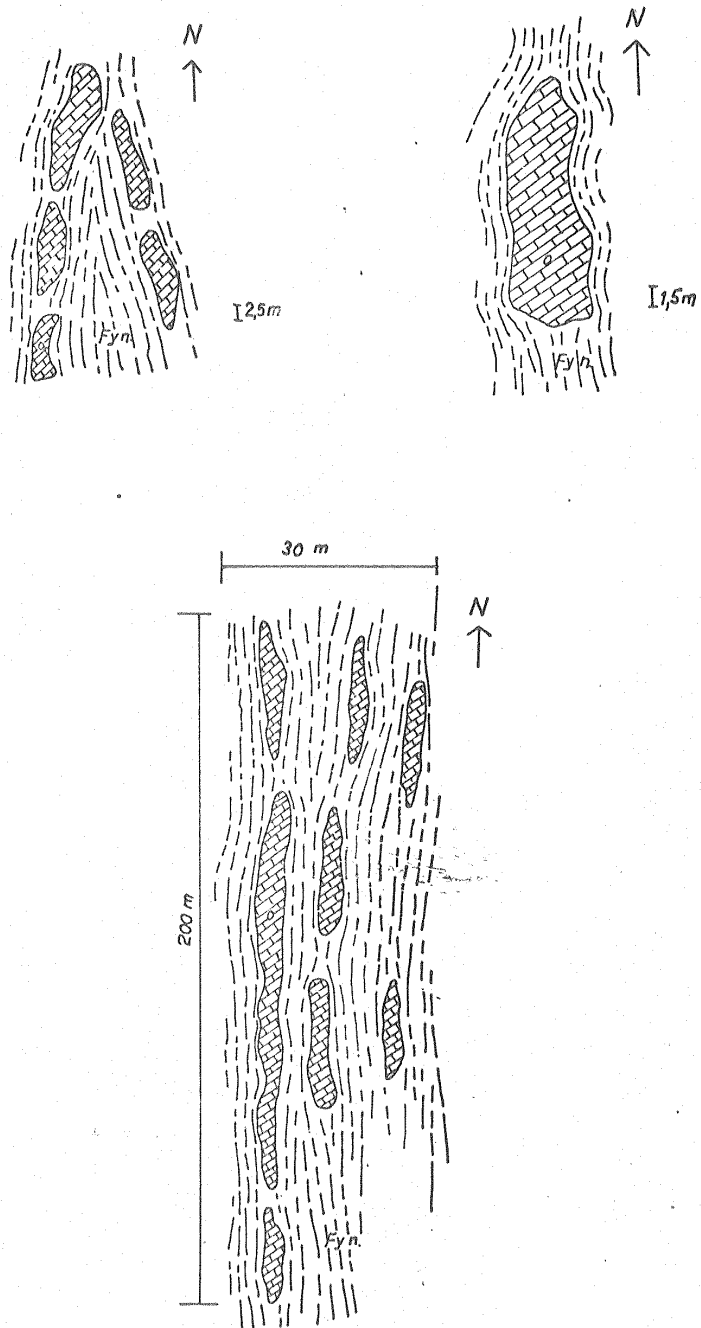


Fig. 4 OBSERVESE LA DISPOSICION PARALELA EN EL RUMBO QUE PRESENTAN LOS OLISTOLITOS (ol), SIEMPRE CONCORDANTES CON EL FLYSCH NEGRO (Fyn.)

En cuanto al tamaño de los olistolitos puede señalarse lo siguiente: a) los olistolitos más grandes alcanzan el volumen de más o menos  $10.000 \text{ m}^3$  teniendo en cuenta que sobre una longitud de unos 120 m y con ancho de 30 a 40 m tienen una altura suficiente expuesta y proyectada en su raíz como para juzgar la magnitud volumétrica en el valor semejante dado. Un olistolito de estas dimensiones ha sido medido y calculado al efecto en el sector contiguamente al Oeste del Cerro Alojamiento; b) los de dimensiones intermedias como aquellos que afloran en el sector norte de la mina Barrera y alrededores, varían entre  $100 \text{ m}^3$  y  $250 \text{ m}^3$ , y los más pequeños dispersos en toda el área no alcanzan los valores de  $100 \text{ m}^3$ . Todo lo expuesto configura una marcada variabilidad de tamaños y selección volumétrica durante el proceso de hacinamiento olistolítico del flysch. En esto los referidos klippes sedimentarios se asemejan mucho más a los del área de Agua de las Carditas (Borrello, 1969 b) cerca del cerro Pelado, que a los existentes en la Formación Rinconada y Mogotes Negros de Zonda y Villicum respectivamente, sobre el borde oriental de la Precordillera de San Juan.

Los olistolitos pertenecientes al flysch negro del tipo falda Oeste del Cordón del Alojamiento, son todos hipoolistolitos de la clasificación de Marchetti y Flores (1956) e igualmente dados por Borrello (1970). La hipoolistolitización de referencia sugiere que los bloques provienen del sustrato vecino que forma la base o vacuidad calcárea de régimen miogeosinclinal. En este caso el elemento paleogeográfico positivo que lo suministró debe entenderse que coincide con el emplazamiento del gran jirón del Cordón del Alojamiento, el que incluye el cerro homónimo. Hallándose próximos al límite del citado cordón las hiladas olistolíticas que se han descripto, en su mayoría, sugieren tal origen y no una proveniencia por el lado opuesto, contra el cual en yuxtaposición la vacuidad miogeosinclinal subparalelamente tendida en el relieve circunda la Pampa de los Pozos y llega al cerro Blanco de la Cortadera, al Sur del Barreal Redondo en las inmediaciones de la Pampa de las Cuevas o del Pájaro Muerto.

Las sucesivas ocurrencias olistolíticas permiten en todo caso la reconstrucción de la antigua dorsal generadora de los bloques y supera el cuadro enmarcado por las fallas plio-cuaternarias que fraccionan en zonas sucesi-

vas la distribución de la vacuidad y el flysch en sus tipos tectogenéticos respectivos.

Otro hecho que avala las relaciones entre la fosa del flysch de génesis olistolítica con la antigua dorsal del Alojamiento consiste en la litología de estas masas, idénticas a las del cordón mencionado y no a otras rocas calcáreas de la vacuidad miogeosinclinal expuestas en el lado occidental del flysch negro tratado.

La litología pertinente de los olistolitos corresponde a un tipo de calizas gris oscura a gris azulada, compactas, sin fósiles y con finas guías irregulares de calcita, iguales a las de la parte alta de la vacuidad calcárea del mencionado Cordón del Alojamiento. A lo que debe agregarse en ciertos olistolitos la presencia de brechas intraformacionales y pedernal de tamaño pequeño. Con ello es la parte alta de la vacuidad calcárea la que ha proporcionado durante la embriotectónica tardía y por arrasamiento del techo de la vacuidad los materiales líticos que forman los olistolitos del flysch negro.

La existencia de olistolitos en el flysch que se describe de carácter pelítico-psamítico, hace pensar en las diferencias que existen con los flysches caóticos marginales que los contienen en la Precordillera de San Juan, sugiere de alguna manera el tipo de flysch que los geólogos franceses denominaron "Schistes à blocs". Si bien no se tratan de verdaderos esquistos podría describirse el caso como un "flysch negro olistolítico" para distinguirlo del auténtico wildflysch caótico y olistostrómico señalado en trabajos anteriores (Borrello, 1969) para la margen oriental de la Precordillera al Este de la Sierra de Villicum y Zonda en San Juan.

El flysch negro aquí tratado puede encuadrarse en parte, dentro del ambiente de "lutitas negras" designado por Pettijohn (1963) que sucede a la "fase de carbonatos", sobre los cuales se forman cuencas de sedimentación aisladas por umbrales, que dan lugar a la depositación de este tipo de secuencia litológica. Su grado metamórfico exclusivamente dinámico y de menor intensidad que el sufrido por el flysch tipo Cordón Cortaderas (cf. infra), es debido a depositación en ámbito externo (miogeosinclinal) al que evidentemente está vin-

CUADRO III

Tipos litológicos presentes en el flysch "tipo Geste Cordón Alojamiento"

(Flysch negro):

Muestra	Componentes principales	tamaño grano	tipo de metamorfismo	roca original	Clasificación
T.30	cuarzo	Arenoso	dinámico	ortocuarcita	cataclasita
T.31	cuarzo y plagioclasa, cemento abund.	Arenoso	dinámico	ortocuarcita	arenisca cuarzo feldespática
T.38	cuarzo, ortoclasa y plagioclasa y matriz fina	Heterogéneo Lino-Arenoso	dinámico	Wacke	Semiesquisto
T.33	cuarzo, plagioclasa y ortoclasa, líticos y matriz	Intermedio Lino-Arenoso	dinámico	Wacke de grano fino	Blastopsamita
T.42	clorita, sericita-cuarzo y óxidos	Lino-arcilloso	dinámico	pelita	Blastopelita
T.37	clorita, muscovita, y matriz muy fina	Lino-arcilloso	dinámico	limolita	Semiesquisto
T.32	cuarzo, calcita, óxidos	Lino-arcilloso	dinámico	pelita	Blastopelita
T.36	cuarzo, sericita, muscovita	Lino-arcilloso	dinámico	pelita	Blastopelita
T.39	cuarzo, y matriz sericita-cuarzo	Lino-arcilloso	dinámico	pelita	Blastopelita

culado desde su génesis por la olistolitización calcárea descripta. A lo que puede agregarse la presencia de rocas ortocuarcíticas en parte con feldespatos, que sugieren una cercanía al "basamento" antiguo, que al efecto debe haber sido el cratón de las Sierras Pampeanas.

El espesor medido en este paquete sedimentario llega a los 800 m como máximo en los asomos situados a 1 km al Norte de la mina Barrera, y una potencia mínima de 200 m alcanzada inmediatamente al Oeste del Cerro Alojamiento (ver mapa geológico adjunto).

d) El flysch tipo Cordón Cortaderas: El término de la tectogénesis con los estratos de flysch afectado por el metamorfismo regional y dinámico sobreimpreso se encuentra bastante desarrollado a uno y otro lado de la vacuidad eugeosinclinal cerca del mismo borde occidental de la Precordillera desde la margen norte de la quebrada de los Pozos a la Pampa Fría y Cordón Agua del Jagüel. Por el Este estos depósitos del flysch toman en contacto de falla la margen distal de la vacuidad calcárea miogeosinclinal que al Norte de la quebrada de las Cuevas se extiende desde la latitud del cerro Alojamiento hasta el cerro Blanco inclusive. Las rocas tipo wackes transformadas en semiesquistos y las pizarras y filitas, que forman el estratotipo de este flysch presentan un vasto desarrollo areal en la zona estudiada tal como surge en los cortes preparados de la Lámina XXXII, y principalmente en los correspondientes a las trazas G-H, I-J y K-L.

En dichas secciones como en las otras de menos exposición aflorante del flysch, las rocas citadas presentan un plegamiento acentuado y luego una alteración de su estructura primaria debida a la tectonización de grado intenso, bien que coincidente con un metamorfismo regional de bajo rango y dinámico sobreimpreso en todo el desarrollo de la formación. Este flysch tiene por base primaria, la vacuidad del tipo Bonilla que hemos descripto (cf. supra). En la zona del cerrillo Agua Escondida (Lámina I, b) es harto elocuente la sucesión progresiva que presenta sobre la vacuidad esencialmente filitizada, el flysch tipo Cordón Cortaderas, como en otros sectores del área abarcada por las presentes investigaciones es claro el contraste que presenta con las ro-



cas colindantes del que se describe. La diferencia reside principalmente en la tonalidad de las unidades formacionales y en el relieve de las rocas que las componen y en modo tal que tanto en la naturaleza como en gabinete y disponiendo del recurso de la fotografía aérea con cierta facilidad puede delimitarse esta facies del flysch entre las otras estructuras de la preorogénesis, contrastando con las de la vacuidad y otros elementos de la cobertura que caracterizan diversificadamente las condiciones naturales y primarias del relieve.

Por las características propias de estos depósitos se ha juzgado propicio incluirlas a propósito de la clasificación de Vassoevitch (1948) en el tipo meta-hemiflysch porque no aparecen en verdad los pormenores salientes del verdadero ortoflysch a ritmos densos y definidos psamo-pelíticos a estructura gruesa. La ritmicidad del tipo que se describe esta más vale enmascarada por la acción metamórfica, pero de todas maneras en partes existe una prevalencia pelítica, al punto que estas condiciones de composición han contribuido a la deformación relativa del flysch en el sentido tectónico.

El espesor de las principales secciones medidas en el corte de las siguientes trazas del terreno han dado los valores de: 1.000 a 1.500 m en el Cordón Cortaderas propiamente dicho, 1.200 m en el área del cerrillo Agua Escondida-Barreal de la Escondida.

En los espesores expresados debe tenerse en cuenta que la potencia a de corresponder al replegamiento de la masa del flysch. Más de cualquier manera el espesor es considerable y debe de haber sido aún mayor en su origen. El cercenamiento por falla del techo del flysch y la ausencia en el área de una cubierta molásica (Carbonífero), junto al plegamiento indicado, nos dista de expresar el verdadero potencial métrico del flysch en la zona estudiada.

Por el aplastamiento tectónico y metamorfismo regional, las sedimentitas originales han sido transformadas en pizarras, filitas y semiesquistos en su mayoría, existiendo lugares donde ya han desaparecido por completo los caracteres primitivos del flysch. El buzamiento general de este bloque replegado inclina al Este. No así los similares depósitos expuestos al Norte del Cor-

dón Agua del Jagüel que tienen buzamiento opuesto sobre el borde occidental mismo de la Precordillera de Mendoza. Hacia el Sur afloramientos similares se encuentran en la quebrada de Santa Elena, reconocidos en años recientes por Borrello (1). El autor presente ha podido comprobar hacia el Norte de la quebrada Agua de las Cortaderitas que penetra este tipo de flysch, en los lindes de la provincia de San Juan, conformando la mayor parte del Cordón del Peñasco. El hecho más significativo consiste en el tipo facial del flysch aquí tratado respecto de los otros de la zona estudiada en la misma oportunidad (cf. supra).

El color general de las rocas que componen el flysch tipo Cordón Cortaderas, es gris verdoso, con diversas tonalidades más oscuras en la fracción pelítica correspondiente. Megascópicamente las rocas psamíticas poseen todo el aspecto de una arenisca grauváquica, con cierto grado de deformación.

Petrográficamente las rocas de grano fino presentan en general gran concentración de óxidos de hierro a través de los planos de esquistosidad. Están compuestas por clorita, cuarzo, sericita y gránulos de hematita y magnetita. Son pocas las evidencias que presentan de la estratificación primaria, aunque en algunos casos ésta se encuentra inclinada con respecto a la esquistosidad principal. Puede advertirse que derivan evidentemente de rocas sedimentarias pelíticas, luego transformadas en pizarras.

Otras muestras presentan textura en parte granoblástica fina a lepidoblástica, con una estructura planar en dos direcciones dadas por la orientación preferencial y paralela de laminillas de clorita dispuestas en finas folias plegadas, por un lado y por otro por la dirección planar que corta a la anterior con un ángulo más o menos recto. Están caracterizadas entonces por esa estructura planar con una serie de laminillas de clorita con impregnaciones de óxido de hierro. Las superficies planares anteriores se alternan con capas de menor proporción de minerales micáceos esencialmente compuestos por cuarzo de grano fino con folias anedrales y algo elongadas. Dentro de esas capas claras se notan indicios de clorita dispuestas en una dirección preferencial (S<sub>2</sub>). Mientras que en las capas de mayor contenido de material micáceo (1) Comunicación oral.

la superficie  $S_1$  deformada es más marcada. Es posible que la superficie  $S_1$  sea relicto de estratificación primaria y la  $S_2$  sea causada por metamorfismo regional de bajo grado a facies de esquistos verdes, subfacies con clorita. Además de los componentes claros ya citados suelen encontrarse granos de epidoto y titanita con formas redondeadas a granulares irregulares. Pueden asociarse venas de calcita con impregnaciones de óxido de hierro, que en ciertos sectores se hacen paralelas a las superficies  $S_1$ . La granulometría inicial es siempre pelítica (arcilítica-limolítica). Las rocas pueden clasificarse como filitas.

Las rocas que componen la fracción de granulometría mayor de este flysch, están transformadas casi invariablemente en semiesquistos. En el sector del Abra Cortaderas se ha podido comprobar la presencia de blastopsamitas derivadas de rocas psamíticas con matriz, donde a veces ha recrystalizado solamente esta última, con ordenamiento siguiendo planos en forma de colas o zonas de depresión que se adosan a granos mayores. Esencialmente las muestras están compuestas por una parte psamítica que posee un 70% de granos de cuarzo y 30% de feldespatos y clastos líticos, turmalina clástica en menor proporción y núcleos de clorita en forma de nidos, y otra parte de matriz, en un 60% individuos de cuarzo y feldespatos y un 40% de clorita, muscovita y sericita. Los bordes de los cristales mayores presentan formas irregulares con penetraciones de la matriz. La textura general de estas rocas es blastopsamítica. Normalmente los granos mayores están compuestos por cuarzo, con fuerte extinción ondulante y textura de mortero, envueltos por laminillas de clorita y sericita que penetran a los granos mayores. En menor proporción encontramos plagioclasa. El cuarzo que compone la matriz es abundante con formas más o menos equidimensionales.

Otras de las muestras de esta fracción, recogida en las cercanías del contacto con la vacuidad eugeosinclinal, al Este del cerrillo Agua Escondida, no presentan orientación definida de los minerales planares de la matriz, sino solamente formas replegadas o folias interrumpidas. Con una elevada proporción de clastos mayores, generalmente de cuarzo, rodeados por una matriz fina, clorítico-cuarzosa. Estos clastos están penetrados en ciertos casos por la matriz y tienen tendencia a ser redondeados; en otros se presentan angulo-

ros. Probables clastos líticos se han visualizado en algunas muestras, de rocas pelíticas que se confunden con la matriz fuertemente deformada. Derivan de rocas del tipo wackes, transformadas en semiesquistos.

En los alrededores de la mina Cortaderita Norte (ver mapa geológico adjunto), las muestras allí recogidas presentan características similares a las precedentemente descriptas, con esquistosidad bien marcada por orientación de laminillas de clorita y sericita, que se adosan y rodean a los clastos formando pequeños lentes de material clástico original. La textura es blastopsamítica como en casos anteriores, con muchos relictos sedimentarios, provenientes de rocas pelíticas. En la fracción psamítica predomina el cuarzo, en menor proporción plagioclasa ácida (oligoclasa) y ortoclasa perfitica, luego como accesorios turmalina elástica, muscovita y zircón. La matriz está recrystalizada, y se halla formada por individuos de clorita que presentan una dirección preferida y que rodean a los individuos mayores en forma de colas. Algunas venas de cuarzo cortan la esquistosidad atravesando la roca, también calcita en forma de venillas sin signos de deformación. Se trata también de rocas de tipo wacke con características de semiesquistos. Donde el metamorfismo dinámico es predominante sobre la acción del regional. El elemento metamórfico más representativo es la clorita.

Las rocas que componen el flysch tipo Cortaderas, sobre el extremo occidental del relevamiento efectuado, al Oeste de los asomos de la vacuidad eugeosinclinal, conservan similares características petrográficas, se trata también de semiesquistos derivados de rocas psamíticas del tipo wacke, con aspecto metamórfico algo más marcado.

Resumiendo: los cuatro tipos de flysch que han sido considerados en este trabajo indican la multiplicidad de los depósitos orogénicos aún dentro de los límites comparativamente reducidos como lo es el área estudiada sistemáticamente de La Cortadera y sus alrededores inmediatos.

Hacia el Oeste el flysch que desciende al valle de Uspallata desaparece gradualmente bajo las masas de acarreo cuaternario. Grandes fallas se le asocian de traza Norte-Sur y rumbo andino y son sin duda la causa de la li-

Tipos litológicos presentes en el flysch "tipo Cordón Cortaderas" (Meta-Hemiflysch):

<u>Maestra n.</u>	<u>Componentes principales</u>	<u>Tamaño grano</u>	<u>tipo de metamor- fismo</u>	<u>roca original</u>	<u>Clasificación</u>
T.52	clorita, cuarzo, sericita, gránulos de hematita.	Limo-arcilloso	regional y dinámico	Pelita	Pizarra
T.44	clorita, cuarzo, material micáceo y óxidos.	Limo-arcilloso	regional de bajo rango y dinámico	Pelita	Filita
T.49	cuarzo, plagioclasa ácida, ortosa, líticos grano fino y accesorios y matriz clorítica	Arenoso	regional bajo rango y dinámico	Wacke	Semiesquisto
T.46	Idem	Arenoso	regional y dinámico	Wacke	Semiesquisto
T.45	Cuarzo, feldespatos y líticos. Matriz de clorita, cuarzo y feldespatos	Arenoso	regional bajo rango y dinámico	Wacke	Semiesquisto
T.47	cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, y accesorios. Matriz clorita, sericita y cuarzo	Arenoso	Regional bajo rango y dinámico.	Psamita	Semiesquisto

CUADRO V

Cuadro demostrativo de las principales características litológicas y tipo de metamorfismo sufrido por la secuencia flyschóide de La Cortadera.

TIPO DE FLYSCH	Litología fundamental	Metamorfismo	Principales características de campo
"Tipo Este Quebrada de las Cuevas" (Flysch rojo)	Grauvacas grano fino y pelitas rojizas	dinámico leve	Marcada ritmicidad psamo-pelítica, estructuras sedimentarias, y problemáticos bien conservados engendrado con el flysch tipo Villavicencio.
"Tipo Villavicencio" (Ortoflysch)	grauvacas y lutitas verde oscuro	dinámico leve	Flysch típico con marcada ritmicidad psamo-pelítica y numerosas estructuras sedimentarias bien conservadas. Con problemáticos numerosos. Muy plegado en conjunto.
"Tipo Oeste Cordon Aloyamiento" (Flysch negro)	ortocuarcitas y areniscas transformadas en cataclasitas, wackes transformadas en semiesquistos y pelitas y limolitas transformadas en blasto pelitas.	dinámico acentuado	Conserva cierta ritmicidad psamítica-pelítica, pero predomina la fracción fina. Escasas estructuras sedimentarias. En posición casi vertical, ligeramente plegado. Con "alumbres".
"Tipo Cordon Cortaderas" (Meta-Hemiflysch)	wackes transformadas en semiesquistos; pizarras y filitas.	regional bajo grado (Esq. verdes) y dinámico sobreimpreso.	Ritmicidad bastante borrada, intenso tectonismo y con plegamiento marcado. En contacto con la variedad eugeosinclinal.

mitada expansión hacia el Oeste de la sedimentación del flysch en la columna estructural.

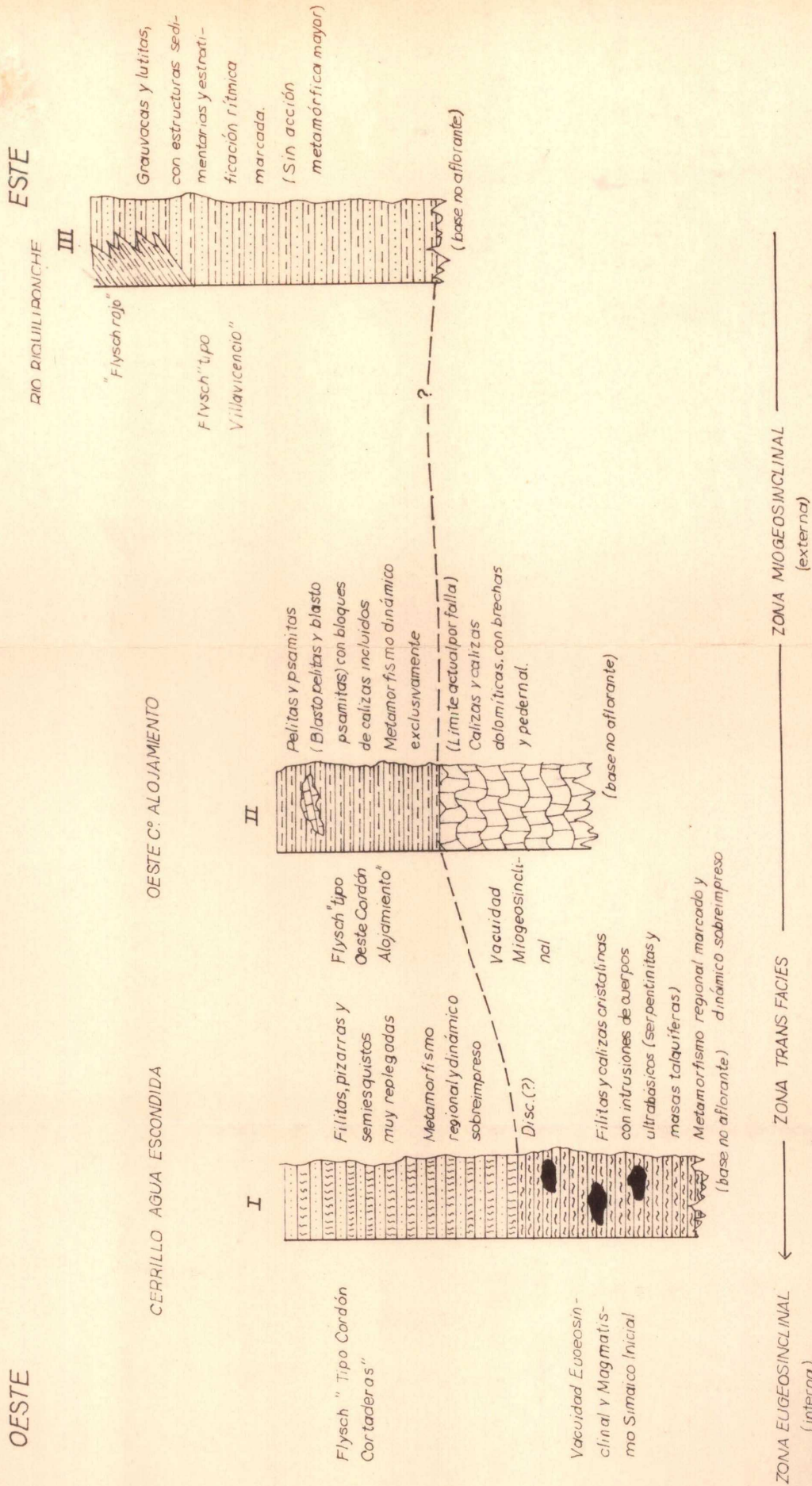
Es menester recordar aquí que muchos autores que han tratado el tema del flysch bajo el punto de vista sedimentológico (Bouma, 1962; Dzulinsky y Walton, 1965; entre otros) han hecho notar que la composición de estos sedimentos marinos pueden tener variaciones laterales y verticales rápidas, llegando incluso a estar ausente la alternancia rítmica. Tal es el caso presente en La Cortadera y sus alrededores, donde se observan facies de flysch distintas que responden a su ubicación paleogeográfica.

En los tipos de flysch estudiados debe tomarse como hecho importante la acción metamórfica sufrida en cada caso, que responde en parte a lo expresado en el capítulo anterior. Como es de esperar el flysch tipo Cordón Cortaderas que se asienta directamente sobre la vacuidad eugeosinclinal filitizada de régimen interno profundo, con acción comparativamente marcada del metamorfismo regional, es en el caso el que tiene las evidencias de esta acción metamórfica y luego lleva sobreimpreso los marcados indicios del metamorfismo dinámico, que transformó a las rocas psamíticas que lo componen en semiesquistos. Por su parte el flysch tipo Oeste Cordón del Alojamiento o flysch negro, ya no presenta las características del metamorfismo regional, sino que solamente ha sufrido la acción del metamorfismo dinámico, convirtiendo las rocas en blastopelitas y semiesquistos. Por último, el flysch tipo Este Quebrada de las Cuevas y el tipo Villavicencio, muestran indicios leves de metamorfismo dinámico, conservando intactas las estructuras sedimentarias, las marcas de corrientes, la estratificación rítmica y los problemáticos.

En resumen, la migración metamórfica observada, es debida a la ubicación paleogeográfica del flysch (ver Cuadro adjunto), que disminuye en nuestro caso de Oeste a Este, a medida que nos alejamos de la zona interna (eugeosinclinal) y nos acercamos a la zona externa (miogeosinclinal). Todo lo cual nos permite expresar que la sedimentación flyschoides de la comarca de estudio está caracterizada por facies o variaciones laterales diferentes de una misma entidad estratigráfica que abarcó el lapso Ordovícico superior.-Silúrico-Devó-



# ESQUEMA COMPARATIVO DE LA UBICACION DEL FLYSCH EN LA COMARCA DE LA CORTADERA - ALOJAMIENTO





nico medio, en toda la Precordillera, simplemente con las características propias de su ubicación dentro de la primitiva organización geosinclinal mio-eugeosinclinal, formando parte de un evento tectónico típico que antecede a la acción de la máxima tectónica (tectónica geosinclinal).

En ambiente mesógeno (Alpes) casos parecidos a los presentados en la región de estudio de La Cortadera, son citados por Aubouin (1965) donde además de ello se presenta también una progresión de la edad del flysch, mayor sobre ámbito interno eugeosinclinal y se hace progresivamente menor a medida que nos acercamos a la zona externa miogeosinclinal. Esto no ha sido posible comprobarlo en nuestra zona de trabajo, por la falta de documentación paleontológica esencial al efecto.

. Estratigrafía, correlación y edad de las unidades

flyschoides estudiadas: Para el área de La Cortadera y sus alrededores la secuencia del flysch tratado precedentemente (cf. supra) puede ser reconstruida desde el punto de vista estratigráfico conformando el siguiente ordenamiento secuente:

- a) Sobre la base calcárea del Cordón del Alojamiento correspondiente a la vacuidad miogeosinclinal, el flysch negro de tipo lutítico con intercalaciones psamíticas y llevando incluidos las masas olistolíticas, reproduce los caracteres de antiguo depósito pre-orogénico. Esta unidad puede ser comparable con la Formación Alcaparrosa de la sección de Hilario de la Precordillera de San Juan, por el contenido de rocas aluminogénicas que se asocian a niveles portadores de Climacograptus y Amplexograptus (Harrington y Leanza, 1957, p.21). El flysch negro en las secuencias normales del flysch contiguo a las dorsales calcáreas comienza con flysch negro menos profundo que los ritmos de "pizarras y grauwacas". En la región del río Huaco el flysch negro del Llandeilo-Caradoc, Formaciones Cerro Viejo y Los Azules, con Glyptograptus y Nemagraptus respectivamente forma la base de la sucesión del flysch o tectonotema II.

Equivale también en parte a lo que Harrington (1953) distinguiera como "facies Alojamiento" del Grupo Villavicencio.

Es posible que la extensión de esta facies de flysch negro tenga su representación en la provincia de La Rioja, donde han sido citadas secuencias lutíticas inmediatamente por encima de la Caliza San Juan.

b) El flysch tipo Cordón Cortaderas que reposa sobre la vacuidad eugeosinclinal en el cerrillo Agua Escondida y otras localidades ubicadas más al Norte, aparece como transgresivo sobre el ortogeosinclinal filítico y ofiolítico, sin flysch negro intermedio en posición estructural equivalente en el decurso del régimen del flysch, pero depositado sobre la zona interna y profunda eugeosinclinal, conservando su metamorfismo regional de bajo grado.

c) El flysch tipo Villavicencio que tiene engranado en facies de flysch rojo del tipo Este Quebrada de las Cuevas, localmente puede ser considerado como una facies más externa del flysch negro y del tipo Cordón Cortaderas. Es equivalente en consecuencia al flysch Villavicencio de la región homónima que alcanzaría incluso al tiempo Devónico; si hubiésemos de correlacionarlo con los de la provincia de San Juan y bajo el mismo régimen de ortoflysch son portadores de los niveles eodevónicos con la fauna marina de Australospirifer. Se correspondería con las Formaciones ("Grupos") Punta Negra y Villavicencio, en lo esencial.

En consecuencia la estratigrafía y correlación regional de los diversos subpisos del flysch sugieren en conjunto una edad del tectonotema II dilatada en el tiempo estratigráfico entre el Llandeilo-Caradoc y el Devónico medio, por lo menos inclusive.

El icnogénero Nereites sp. discernido para el flysch rojo (cf. supra)

no es suficiente para la determinación de la edad de las sedimentitas portadoras.

En la Precordillera de San Juan y Mendoza los subpisos del flysch admitidos en el momento actual por la División Geología para la Carta Tectónica de la República Argentina establecen que durante la preorogénesis el flysch negro está en la base de las zonas externas (miogeosinclinales). El ortoflysch del tipo "pizarras y grauvascas" es el evento superior de la generación respectiva, entre el Neoordovícico y el lapso Mesodevónico, por las asociaciones representativas de fósiles que encierran típicamente en la Precordillera de San Juan.

De esta manera el período del flysch en el área estudiada de La Cortadera y sus alrededores tiene términos estratigráficos de iniciación y término en los mismos linderos estratigráficos en que aparece enmarcado en la estructura paleoídica del Oeste Argentino.

Efectuamos simplemente la correlación con otras comarcas vecinas que poseen afloramientos similares, en el convencimiento de que no caben nuevas denominaciones litoestratigráficas que compliquen el ya amplio campo de la nomenclatura estratigráfica del Ordovícico superior-Silúrico y Devónico medio de la Precordillera. Por otra parte el flysch de La Cortadera y alrededores es una geogeneración sedimentaria marina (hasta quizás en parte subcontinental por relleno de cuenca) única, cuyas variaciones de granulometría, metamorfismo, ritmicidad, y composición litológica son debidas a su deposición a modo de facies verdaderas, sobre el miogeosinclinal calcáreo de ámbito externo y sobre el eugeosinclinal filítico interno, que lo preceden. En tal sentido pensamos que lo más correcto es mantener la denominación de Formación Punta Negra o Formación Villavicencio, para esta secuencia sedimentaria preorogénica, con variaciones laterales debidos a cambios lógicos en el ambiente de deposición, sin implicar procesos diferentes marcados.

En cuanto al origen del flysch es aceptado que una sedimentación potente y deformada como lo es este tectonotema en toda la Precordillera y especialmente en nuestro sector de estudio, tiene lugar evidentemente en una cuen-

ca geosinclinal. Es aceptada su acumulación rápida y sin interrupción en un ambiente de aguas marinas relativamente profundas (300-1500 m), por corrientes de turbidez en lo esencial. Las sedimentitas así formadas constan de productos provenientes de áreas sobrelevadas. Son por lo general textural y mineralógicamente inmaduros, a excepción de las intercalaciones ortocuarcíticas que pueden presentar, como el caso del flysch negro de la falda Oeste del Cordón del Alojamiento, que sugieren cierta cercanía a umbrales muy desgastados o depositación en cuencas aisladas especiales miogeosinclinales.

c) Consideraciones sobre el régimen molásico regional (Carbonífero)

En el área de La Cortadera no afloran molasas de ningún tipo, de manera tal que la tardíforogénesis no está representada por su respectivo tectonotema en el cuadro geotectónico regional.

No obstante caben formular algunas apreciaciones en virtud de que en la Precordillera de Mendoza las molasas son un constituyente importante de la estructura paleoídica. Además inmediatamente al Sur y Sudoeste del área abordada para los fines del presente estudio aparecen los afloramientos molásicos en el borde occidental de la Sierra de Uspallata, dentro del campo que pertenecen a los Paramillos del mismo nombre.

La molasa referible en conjunto al tiempo carbonífero y constituido por depósitos continentales y marinos, afloran a baja altura relativa al Oeste del Cerro Los Colorados desde la proximidad de Agua del Jáguel hasta el camino internacional (Puesto de Control Policial Nº 1). Fueron asignadas estas sedimentitas a la Formación Agua del Jagüel de la parte superior del Grupo de Pituil, por Amos y Rolleri (1965, p.8 y mapa geológico). Reposan en discordancia sobre la Formación (Grupo) Villavicencio y las recubren las vulcanitas permo-triásicas (Choiyoylitense) mediante discordancia o por falla en algunas localidades. Se trata de areniscas compactas gris claro a oscuro, en bancos gruesos y lutitas verde botella con rodados dispersos, a veces se intercalan lentes conglomerádicos (tilloides), con espesor total de 800 m.

Algunos afloramientos se observan en la huella transitable que conecta la ruta nacional 7 con la Pampa Fría, siempre fuera del área estudiada por el autor presente.

Las molasas aludidas de tonos verdosos y amarillentos presentan una fuerte dislocación en parte como consecuencia de la tectónica de fallas del neóidico, en lo esencial. No se ha observado al Norte del área investigada afloramientos similares, ni tampoco en las márgenes del mismo sector. Estos depósitos sedimentarios tienen una proyección considerable en dirección al Sur sobre todo en la quebrada de Santa Elena, en donde recubren al flysch en marcada discordancia, determinando una superposición tectónica muy clara entre los tectonotemas de la tectogénesis y la orogénesis que con dicha molasización comienzan.

En ésta área del extremo oeste y sudoeste de la Precordillera de Mendoza no existen molasas rojas (epimolasas) de manera tal que las sedimentitas en cuestión representan la hipomolasa siendo del tipo molasa gris genéricamente así denominada para fines descriptivos en los trabajos de geotectónica y sistemática estructural sedimentaria.

En la provincia de San Juan semejantes depósitos con una característica del Oeste y Sudoeste de la Sierra de Tontal, particularmente en la Sierra de Anailta, Leoncito y más al Sur en el límite con Mendoza. En Barreal, San Juan, más al Norte, se insinúan en el Carbonífero inferior hiladas de molasas rojas y algunas vulcanógenas conexas. La otra facies conocida por los trabajos de Keidel y Du Toit y más recientemente por Amos y Rolleri, serían precisamente las de régimen glaciario que adhiere a las de la paleogeografía y clima en los dominios de los viejos continentes de Gondwana.

La ausencia absoluta en el área estudiada de capas molásicas es un indicio claro de la energía con que se desarrolló la tectónica geosinclinal o principal en el tiempo paleoídico, cuando por la acción de los movimientos bretonicos-acádicos particularmente, se formaron áreas positivas (1) que no recibieron el recubrimiento del aporte clástico tardiorogénico, sino que más

(1) Equivalente en el caso a la "Protoprecordillera" de Amos y Rolleri (1965), largo cordón serrano de orientación meridional, que dividió la cuenca carbonífera en un sector occidental marino y otro oriental continental.

bien instalados como estructuras positivas fueron sometidas durante la tardiorogénesis a desagregación mecánica y de su propio medio habrían de proceder los materiales que rellenaron las cuencas molásicas en los sectores aledaños a la Sierra de Uspallata y en otros ambientes del tipo de cuencas antiguas en el occidente de la Precordillera de Mendoza.

Solamente en la postorogénesis las neomolasas han alcanzado a depositarse en el relieve del tiempo hercínico local aunque el recubrimiento parece haber comenzado hacia el Oeste con el desenvolvimiento del secuevulcanismo paleoídico de edad Permo-Triásico y de gran desenvolvimiento regional en el área de la Cordillera Frontal en las inmediaciones del límite con Chile.

En síntesis la vacuidad y el flysch, exponentes de la tectogénesis durante la Era Paleoídica prevalecen en el paisaje del área de La Cortadera y alrededores integrándose la primera con su vulcanismo ofiolítico y la segunda con sus facies de catenarias flyschoides como verdaderos pisos estructurales que abarcan durante el tiempo estratigráfico gran parte de la Era Paleozoica entre el Cámbrico y el Devónico medio, por lo menos.

d) De las neomolasas (Triásico):

. Aserto preliminar: En la zona estudiada las neomolasas constituyen, conforme al esquema geotectónico normal, el elemento geosedimentario de culminación orogénica, aunque faltan las molasas tardiorogénicas en el área la molasización comprobada corresponde a las neomolasas, tectonotema IV. Por esto representan al proceso de la postorogénesis de naturaleza transgresiva y mostrando los atributos de un episodio póstumo, paratectónico que posee hacia el centro-oeste de la Precordillera una extensión y potencia más considerable respecto de la que acusa en la periferia de la comarca de La Cortadera investigada en la eventualidad.

Huelga decir que el régimen neomolásico estudiado como propio de la época comozoica de la Precordillera se distingue en el Oeste Argentino por reproducir las condiciones de alta continentalidad en las facies discernibles de toda la cobertura a que pertenece.

En torno a la zona de los Alojamientos la cobertura neomolásica sobresale en el paisaje por la tendencia a conservarse en medio del relieve con formas mayormente marcadas de naturaleza tabular (Lámina XIV, a).

Antecedentes geológicos y caracteres estratigráficos eomesozoicos en la inmediación: Estos depósitos han sido citados para nuestra área de estudio y adyacencias desde la época de Avé-Lallemant (1890) quien bajo la denominación de Triásico superior o "Rhet" designó a un conjunto de areniscas a veces de grano grueso, con arcillas y esquistos bituminosos, que yacen directamente cubriendo a las grauvacas silurianas (sic). En 1892, este mismo autor manifestó que el "Rhet" se halla en fuerte desarrollo en el cerro del Cielo y alrededores, donde areniscas y arcillas pizarreñas (sic) forman la culminación del mismo.

Stappenbeck (1910) las refirió en parte como "Estratos de Paganzo", hallándose constituidas por conglomerados, areniscas de color rojizo a blanquecino, que descansan sobre el Devoniano (sic); y también como "Jurásico-Cretáceo", al expresar en la página 68 que "en la parte superior de la Quebrada de Riquiliponche, formando en posición horizontal la cima del cerro Colorado encontramos un resto bastante extenso de Cretaceo compuesto por areniscas de color rojo ladrillo".

El campo neomolásico del área Alojamientos-La Cortadera tiene en la comarca de Santa Clara (continuación septentrional a su vez de la Sierra de las Higueras y de las Peñas), sobre el deslinde entre las provincias de San Juan y Mendoza, su mejor expresión y desarrollo estratigráfico. Desde la zona del Puesto Los Alojamientos a la aludida comarca de Santa Clara, la neomolasa eomesozoica perteneciente al Paleóidico (Triásico) se extiende masivamente en el relieve a través del sector del cerro del Cielo (ver mapa geológico adjunto). Considerando estos caracteres en la zona estudiada al Este de La Cortadera sobre todo, encontramos tan solo una parte de la secuencia neomolásica aludida. Esto se debe a que la expansión de la cuenca primitiva tuvo como sede el campo de Santa Clara señalado, traslapando en sus bordes las acumulaciones clásticas al pie del Cordón del Alojamiento, en el área tratada para los fines de esta Tesis.

De acuerdo con Nesossi (1945) en la comarca de Santa Clara la secuencia eomesozoica está compuesta de cuatro entidades estratigráficas que de abajo a arriba se identifican ahora como Formación Cerro del Cielo, Formación Mollar, Formación Montaña y Formación Santa Clara (1). Las cuatro entidades forman un grupo denominado "Sistema Santa Clara" por Borrello (1956, cuadro, p. 40-41). El espesor adjudicado por el primero de los geólogos nombrados asciende a 2.850 m. La Formación Cerro del Cielo se caracteriza por presentar psefitas y psamitas asociadas, de tonalidad rojiza; la Formación Mollar contiene en cambio psamitas rojas y esquistos carbonosos, con delgadas capas de areniscas areniscas intermedias, que se van haciendo más y más abundantes hacia la parte alta de la columna. Los esquistos constituyen el elemento preponderante de este conjunto; la siguiente Formación Montaña, está compuesta por psamitas de grano grueso, arcillas compactas con restos plantíferos; y por último la Formación Santa Clara integrada por psamitas y lutitas carbonosas y esquistos bituminosos, aparte de tufitas, en las cuales se aloja una flora y fauna triásica (2) (inicialmente reconocida como eopérmica), bien evidente en sus correlaciones biofaciales de la misma edad de la Precordillera.

Por su parte Martínez (1947) al referirse al área contigua al Puesto Los Alojamientos y siguiendo en parte a Nesossi (op. cit.) prefirió indicar en la zona la presencia de una unidad complexiva o "Grupo Mollar-del Cielo", formada por areniscas rosadas, amarillentas, violáceas, con intercalaciones de lutitas rojas portadoras de Calamites peruvianus (sic), de base discordante apoyada en los terrenos paleozoicos dislocados del tipo Villavicencio, asignados por él como "Proterozoico oriental". Es importante destacar que este autor refiere la presencia de un conglomerado basal en el comienzo de la secuencia y encima de la discordancia precisamente, situado en el arranque de la sucesión que por él mismo fue reiterado como del tiempo pérmico sin otro análisis de material. El mismo "Grupo del Alojamiento" del mencionado autor, sin fósiles, del tipo arcilloso y clástico varicolor con intercalaciones de lutitas rojizas, que fuera indicado en el término del Paleozoico corresponde en el área estudiada a depósitos del tiempo cenozoico (Terciario) y están ligados

(1) Originalmente citados como "Grupo" por el autor.

(2) García (1951) y Roller (1950), citado por Bracaccini (1950, p.5) según relaciones regionales y contenido faunístico atribuyeron desde entonces al Triásico a estas sedimentitas, coincidiendo con Dessanti (1942, p.15) para su continuación al cerro de la Cal y río de Las Peñas.



a las neomolasas aisladas en el relieve de La Cortadera y sus alrededores inmediatos.

Groeber y Stipanovic (1953) al referirse al Triásico de la Argentina, efectúan consideraciones sobre la zona de Santa Clara, en base a los criterios vertidos por autores anteriores y a consideraciones propias.

Harrington (1953) describe las unidades formacionales correspondientes bajo la denominación de Pérmico (sic), siguiendo las subdivisiones de Nesossi comprendidas en el "Grupo Santa Clara", de 3.000 m de espesor.

Stipanovic (1967) al efectuar consideraciones sobre las edades de algunas fases magnéticas del Neopaleozoico y Mesozoico, vierte algunos pormenores relacionados con la flora fósil de Santa Clara, y también sobre el contenido faunístico (peces) que extrajera Braccacini y clasificara Bordas (1944). Refirma la edad triásica para este grupo. En el mismo año este autor (Stipanovic, 1967 a), con motivo del estudio de las sucesiones triásicas argentinas, expresa que la Formación Higuera se extiende desde el río de las Peñas hasta el Puesto Las Cuevas, donde hay trabajos mineros para intentar la explotación de niveles bentoníticos (sic) (1). Menciona también que más hacia el Norte, en el Puesto Los Alojamientos, el Grupo Las Higuera se presenta integrado por conglomerados. Desde allí hay una continuidad física con el Grupo Santa Clara, aflorante en la quebrada homónima. Agrega el citado investigador, en base a los perfiles de Harrington (1953) bajo la nueva denominación de Formación Los Alojamientos (sic), a areniscas rojizas y rojo ladrillo de grano mediano, masivas y compactas con intercalaciones de lutitas rojizas moradas y verdosas, y conglomerados (en parte fanglomerados) pardo rojizos con rodados redondeados de riolitas. La ubica a dicha formación en la parte superior de la secuencia triásica dada por Harrington (op. cit.) en base a Nesossi (1945). Al respecto cabe aclarar lo siguiente: en primer término, que la Formación Los Alojamientos, creada por Stipanovic, no tiene ninguna vinculación con lo que Martínez, para el mismo sector, denominara Formación ("Grupo") del Alojamiento, en 1947 (cf. infra), referida al Pérmico inferior por este autor y situada

(1) En realidad, a nuestro entender, los niveles bentoníticos están esencialmente sobre las sedimentitas terciarias allí aflorantes y referidas a depósitos neomolásicos neofósiles (cf. infra).

por encima de su otro "Grupo Mollar-del Cielo", que a nuestro juicio debe ser asignado al Terciario (cf. infra). En segundo término, por lo observado en campaña, esta Formación Los Alojamientos de Stipanícic, no está por encima de la Formación Santa Clara como éste autor la asignara, sino que es la base de toda la secuencia triásica local; por lo tanto equivale totalmente con las Formaciones Cerro del Cielo y en parte quizás del Mollar del esquema de Nesossi (1945) y con el "Grupo Mollar-del Cielo" de Martínez (1947). (1)

Modernamente, y con motivo del estudio de la cuenca triásica del norte de Mendoza, Relleri y Criado Roque (1968) manifiestan detalles geológicos importantes y correlaciones sobre la secuencia triásica de nuestra área de estudio. Según los autores las neomolasas paleoídicas de la zona, corresponderían estratigráficamente al Grupo Rincón Blanco (Borrello, 1965), compuesto por las Formaciones río Mendoza o Fanglomerado río Mendoza (Borrello, 1962) y en parte a Las Cabras (Borrello, 1942). Citan las consideraciones geológicas vertidas por autores anteriores y especialmente las referidas a informes inéditos de YPF, v.gr. los estudios de Flores y Ortiz (1964) y García (1956). Reconocen una evolución tafrogénica para esta secuencia.

Con la designación geotectónica moderna de neomolasa o tectonotema IV, trata Borrello (1965 y 1969) en el capítulo correspondiente al Paleoídico (Cámbrico inferior-Triásico hasta Jurásico inferior) a las sedimentitas tafrogénicas de referencia; aunque la secuencia neomolásica tipo de esta estructura es la representada por el Grupo Potrerillos del extremo austral de la Precordillera, son correlacionables en el caso con las rocas aflorantes en Santa Clara y alrededores.

. Descripción de los afloramientos: En la zona oriental del área abarcada por las presentes investigaciones las neomolasas paleoídicas que provienen de la región de Santa Clara entran a los parajes contiguos del Cordón del Alojamiento desde el Norte del Portezuelo del Paramillo-Cerro del Cielo, y llegan al Este del Barreal del Pájaro Muerto, con cierta discontinui-

(1) En reciente comunicación epistolar y verbal, el Dr. Stipanícic me comunicó sus dudas respecto a si la Formación Los Alojamientos por él creada no correspondería en realidad a la base de la secuencia triásica y no al techo de la misma como lo marcara Harrington en sus perfiles.

dad aflorante, a sobresalir limitadamente sobre la margen derecha del río de las Cuevas, no lejos de la quebrada del Salto. Esta es la zona de mayor distribución comparativa del Eomesozoico neomolásico local.

Al Este del Portezuelo del Paramillo y sobre la latitud de la quebrada del Manantialito la cubierta neomolásica asciende en el cerro del Cielo a la cota de 3.245 m s.n.m. Es ésta la altitud máxima alcanzada por depósitos semejantes en el sector estudiado. Al mismo tiempo es el área más dilatada en el sentido transversal para la expansión de los asomos expuestos en la comarca.

Al Sur del río Riquiliponche las neomolasas se distribuyen saltuariamente al naciente de la quebrada del Alojamiento descendiendo a las cotas del relieve que forman, a menos de 2.800 m s.n.m. en algunos lugares, es el sector que se extiende entre el Puesto Los Alojamientos y el Portezuelo de la Pampa. Las dimensiones de los asomos son medianos o regulares y pequeños. A trechos desaparecen bajo los acarreos modernos. Al Sur del Portezuelo de la Pampa e inmediatamente al Este de la quebrada de las Cuevas del Norte, en un asomo muy irregular las neomolasas sobrepasan el paralelo hacia el Sur de la quebrada del Salto, donde están bien expuestos a la observación y luego en su extremidad meridional al Sudeste de la Pampa de las Cuevas o del Pájaro Muerto (ver mapa geológico adjunto), se ocultan bajo los depósitos pleistocénicos hasta desaparecer definitivamente en el relieve areal.

En lo atinente a la distribución en consecuencia podemos establecer los siguientes límites: al Norte la proyección hacia el campo sedimentario de Santa Clara; hacia el Sur, las faldas con relleno cuaternario que cubren la extensión septentrional de la Loma de los Marayes; al Este la propia distribución saltuaria sobre la Formación Villavicencio y al Oeste las fallas marcadas contra el Cordón del Alojamiento y su proyección hacia el Sur. Por estas fallas del tiempo cenozoico, las neomolasas triásicas contactan ora con la caliza de la vacuidad miogeosinclinal del Cordón del Alojamiento; ora con el flysch y con la misma neomolasa neófica (Terciario). Estas relaciones entre ambas neomolasas persisten al Sur de la quebrada de Riquiliponche por amplio

trecho hasta más abajo de la quebrada del Salto, limitando seguramente la expansión neomolásica paleoídica claramente en dirección al poniente.

Hasta aquí hemos podido describir la distribución de los depósitos postorogénicos más importantes de la zona estudiada en relación a su extensión y relaciones paleogeográficas con otros depósitos similares de la zona occidental de la Precordillera de Mendoza.

Al Sudsudoeste de La Cortadera e inmediatamente al poniente de la huella de acceso a Agua de la Cortadera, afloran en el Cordón Agua del Jagüel remanentes de reducida extensión de sedimentitas neomolásicas en facies distintivas y sin conexión con los depósitos que hemos descripto y su yacencia, en los párrafos anteriores.

En el Cordón Agua del Jagüel el Triásico neomolásico toma inmediatamente al poniente de la junta de caminos que se dirigen a La Cortadera y a la Pampa Fría respectivamente, la cota de los 2.954 m s.n.m. En este sector los afloramientos mencionados, hacia el Este se hunden bajo los asomos modernos pero hacia el poniente se yuxtaponen contra las rocas mesosilíceas y ácidas de la Formación Choiyoy, cuya descripción corre anexa en los sucesivos párrafos del capítulo pertinente al secuevulcanismo (cf. infra).

En el Cordón Agua del Jagüel este segundo tipo neomolásico está expuesto en el relieve con caracteres paratectónicos y parece proyectarse con rumbo meridional en dirección a la ruta nacional 7 y sectores confinados de la margen sur de la Precordillera en la provincia de Mendoza.

La distribución de la secuencia neomolásica es muy variable como se puede ver en la descripción vertida, esto es debido a su naturaleza tafrogénica, vinculada a la inmediata área de aporte. Por tal causa presenta en corto trecho una variación facial importante, que ha llevado incluso a la denominación formacional diversa en el ámbito de la Precordillera (Rolleri y Criado Roque, 1968).

. El límite inferior neomolásico: Los cortes geológicos A-B, C-D, E-F, G-H, I-J y K-L, de la lámina XXXII, permiten ilustrar suficien-

temente sobre los pormenores de la sobreposición neomolásica recubriendo el techo del flysch tipo Villavieencia al Este de la quebrada del Alojamiento y desde el Portezuelo del Paramillo-cerro del Cielo hacia el Sur. En estos casos es harto evidente que la neomolasa se extiende en forma claramente discordante por doquier sobre un paleorrelieve postorogénico elaborado muy irregularmente en las capas rítmicas del flysch. No se ha observado en ningún lugar un límite inferior neomolásico conectado en esta área a rocas distintas a las del flysch del tipo Villavieencia.

En el Cordón Agua del Jagüel la base de la neomolasa paleofídica estaría constituida por las vulcanitas secuentes de la Formación Chaiyoy, aunque actualmente el contacto es tectónico. La razón de que estas vulcanitas faltan por entero en el área oriental de la zona estudiada y habiéndose asignado una edad menor a la del flysch en el tiempo paleofídico, es obvio que la neomolasa tiene disposición transgresiva en la región de La Cortadera, donde aflora, al Este y Sudeste de la misma.

En general en la Precordillera de Mendoza el Tríasico tiene por base primaria e inmediatamente a las masas secuevulcaníticas de la Formación Chaiyoy, esto sugiere para el caso que también debe inferirse una disposición transgresiva para su base vulcanítica de la región. La discontinuidad aflorante del régimen máfico y secuevulcanítico en la zona estudiada y en otras comarcas de la Precordillera de Mendoza y en parte en la de San Juan está condicionada por la naturaleza estructural del elemento orogénico original, el que fraturado tardamente ha recibido el recubrimiento neomolásico en iguales condiciones de variabilidad de composición, morfología y altura de su cambiante base litológica descripta.

La índole de la superposición tectónica que genera el recubrimiento neomolásico sobre el flysch y las secuevulcanitas es motivo de un detenido análisis especial en el capítulo reservado al desarrollo geoestructural de la cadena paleofídica en los linderos de La Cortadera y sus alrededores en el Noroeste de la Precordillera de Mendoza.

. Desarrollo litológico de la neomolasa: En relación a las áreas en que se encuentran conservadas las neomolasas se presentan tipos litofaciales distintos y autónomos para uno y otro sector del área investigada.

En efecto en el sector oriental de la zona estudiada el estratotipo neomolásico se distingue por su mayor espesor relativo, por su régimen clástico psefítico-psamítico, hasta pelítico y por la ya mencionada disposición discordante primaria sobre su base flyschoides. En cuanto a los depósitos neomolásicos del Cordón Agua del Jagüel estos se caracterizan sencillamente por su menor espesor de conjunto en régimen deposicional clástico, psefítico y arcóxico, y sus relaciones ligadas a la descripta base secuevulcanítica del tipo Choiyoy.

Al Sur del cerro del Cielo, en el extremo Nordeste de la zona estudiada encontramos particularmente desarrollada la sección litológica de la neomolasa paleoídica. En aquel sector se observan en sección reconstruida 300-350 m de masas terrígenas que presentan el ordenamiento sucesivo en orden ascendente siguiente: a) 40-50 m de conglomerados (hasta fanglomerados) de color rojo a violado, compactos con matriz psamítica, silíceas y ferruginosas, de depositación caótica poco o nada estratificada; b) 275-300 m de psamitas rojo ladrillo, amarillentas, verdosas, gris-verdosas, con pelitas de igual tonalidad, sobre los que siguen estratos psamíticos rojizos y rojo verdosos en parte deleznales; en bancos con espesores menores de 50 cm en su mayoría.

Hacia el sector propio del cerro del Cielo y su continuación hacia el Norte la neomolasización aumenta de espesor hasta llegar a casi 500 m.

En dirección al Sur se pasa a sedimentitas de tonalidad predominantemente más rojiza y con mayor dominio del material psefítico, intercalado en varios niveles, tal como ocurre en la quebrada del Salto (Lámina XIX, a y XXII, a) sobre todo en su margen septentrional donde existen camadas de conglomerados y fanglomerados rojos de hasta 5 y 7,50 m de espesor, cuyos clastos redondeados a subredondeados de variado tamaño desde pequeños hasta de 20 cm de diámetro excepcionalmente, con típica disposición caótica (Lámina XX, a), provienen fundamentalmente de las vulcanitas de la Formación Choiyoy y del sustrato

flyschoides del tipo Villavicencio constituido por grauvacas y lutitas verdosas, a los que se agregan algunos clastos de cuarzo, en matriz arenosa y arenosa-conglomerádica. En esta masa fanglomerádica la alternancia volumétrica de los clastos de una y otra procedencia es muy variable predominando en algunos sectores los de una y otra roca sin orden preciso.

Los clastos en general planares a discoidales, pueden hallarse en algunos sectores, orientados con su eje mayor en dirección Este-Oeste. El grado de compactación es más o menos bueno. Los bancos psamíticos son superpuestos con ligeras superficies de discontinuidad (Lámina XXII, a) por niveles psamíticos rojizos, amarillentos hasta grisáceos, estratificados y hasta en parte laminados, notándose en algunos sectores la presencia de estratificación gradada muy local. La granulometría psamítica es variable desde fina a gruesa, pasando a constituir verdaderas sabulitas.

Los afloramientos neomolásicos de este sector oriental, forman características paredones y torres salientes en el relieve local. En los niveles psamíticos rojos la presencia de cuevas y oquedades formadas por disolución de su cemento calcítico ferruginoso, es también muy notable.

A 1,5 km al Sudeste del Puesto Las Cuevas, la neomolasa paleoídica constituida esencialmente por areniscas rojizas a moradas hasta amarillentas, con marcada estratificación, contacta con los depósitos neomolásicos de la superposición neoídica (Terciario), con marcado plano de falla, presentando localmente las sedimentitas rojizas triásicas una flexura o ligero combamiento de sus estratos, ligado a fallas.

En el área de la quebrada del Salto y alrededores, la neomolasa alcanza un espesor de 70-120 m como máximo. Es característico encontrar coronando la secuencia triásica, psamitas, tufficas en parte, algo deleznales, de color rojizo a rojo-morado, con erosión esferoidal, formando bochones de 10 cm hasta 70 cm de diámetro (ver Lámina XXII, b).

Al Norte del Puesto Las Cuevas sobre el poniente de la mina Policicno, las masas psamíticas de la secuencia neomolásica paleoídica muestran cambios en la tonalidad del estratotipo. De las psamitas rojizas se pasa a las

de matiz amarillento. En algunos sectores de esta área las psamitas son finas, del tipo de las eólicas, de estratificación paralela con alternancia de limolitas y arcillitas ferruginosas. Todas estas rocas poseen cemento de hematita y calcita, aunque predomina netamente el primero, los clastos son subredondeados y subangulosos de vulcanitas, plagioclasa (oligoclasa), cuarzo y feldespato potásico. Las rocas de fracción arcilla, poseen a su vez clastos dispersos de vulcanitas y plagioclasas zonadas alteradas, con la característica abundancia neta de hematita. (ver Lámina XX, b). Es de destacar que en trechos se advierten en espacios no muy grandes los claros indicios de la estratificación entrecruzada en la depositación continental de la entidad. En el techo del estratotipo neomolásico del Sur del cerro del Cielo las psamitas rojizas de la culminación secunente contrastan con su miembro precedente por contener psamitas y fufitas de tonalidades claras evidentes.

Es obvio señalar que la neomolasa constituye allí una entidad formacional inconfundible que en lo esencial concuerda en sus líneas generales con la formación inferior del Triásico de Santa Clara o Formación cerro del Cielo, que Nesossi (op. cit.) ha indicado con ligeras variaciones faciales para esa región. Equivalente incluso en el caso con la formación Fanglomerado río Mendoza (Borrello, 1962) y en parte quizás, sobre todo al Norte del Portezuelo del Paramillo, pase a constituir los estratos basales de la Formación Las Cabras, en concordancia con lo expuesto también por Rolleri y Criado Roque (1968).

Al Sur del río Riquiliponche y entre las cotas de los 2.800 y 2.900 m (ver mapa geológico) las camadas de fanglomerados están lateralmente reemplazadas por tales de conglomerados cuyos clastos por igual de origen vulcanítico (riolítico) predominan sobre los correspondientes al flysch infrayacente. Son redondeados en extremo (ver Lámina XXIII). El tamaño oscila entre 5-10 cm, tienen forma ovoidal hasta subesférica y son escasos los rodados planos. La matriz psamítica y consolidada no difiere de la que cementa los clastos brechosos del fanglomerado en los sectores más occidentales de la inmediación. La cumbre del cerro Colorado (fuera de los límites de estudio, por escasa distancia) está constituida por estos conglomerados, donde los niveles psefíticos



se disponen en posición casi horizontal. Observando desde el Sudoeste hacia el cerro citado puede notarse que los conglomerados aludidos forman parte de los estratos basales de la secuencia triásica local, aunque actualmente se hallan desvinculados con los que afloran en el sector del cerro del Cielo y alrededores. Pero, si bien la continuidad física no existe, sí puede inferirse su antigua conexión. Es una particularidad de estos depósitos pefíticos el ir disminuyendo su angularidad buzante desde el Noroeste hacia el Este, donde como expresáramos en la cumbre y alrededores del cerro Colorado se muestran horizontales o subhorizontales.

Como quiera que sea los conglomerados se encuentran en su mayoría al Este de los típicos conglomerados y dentro de los mismos niveles individualizados en el estratotipo paleoídico superior examinado, lo cual sugiere que hacia los estratos basales de las masas clásticas de la zona estudiada el transporte ha sido evidentemente mayor.

En el Cordón Agua del Jagüel, en parte ya precedentemente aludido, el otro estratotipo local (cf. supra) se destaca por la presencia de arcasas correspondientes al afloramiento más austral del cordón mencionado. Estos depósitos se caracterizan por alcanzar un espesor de 80 a 100 m sin base ni techo expuesto a la observación directa. En examen microscópico el carácter arcósico de las rocas está dado por la presencia de cuarzo (44%) en individuos límpidos, subidiomorfos, algunos con engolfamientos y extinción normal; ortoclasa (39%), subidiomorfa a subredondeada muy levemente caolinizada, con algunos individuos perfiticos; plagioclasa ácida (oligoclasa) en menor proporción (5%), subidiomorfa, ligeramente caolinizada, con maclas polisintéticas. Componen también las muestras estudiadas clastos líticos de riolitas (9%) de textura porfírica con fenocristales de cuarzo con engolfamientos, límpidos en pasta felsítica que a veces se hace esferulítica; líticos de fangolitas muy escasos (1%) y tobas vítreas (1%) con vitroclastos y pasta silicificada. El cemento es de sílice microcristalina, en proporción de 20%. Es evidente que en todos los cortes los cristales de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa son de origen volcánico riolítico, con aporte de tobas vítreas y en menor proporción de vulcanitas andesíticas y fangolitas. Los clastos muestran evidencias de haber su-

frido muy poco transporte. Su clasificación entraría dentro de las arenitas arcóseas, según Williams, Turner y Gilbert. Resulta claro entonces que la proveniencia de este material es de la Formación Choiyoy (secuevulcanismo paleoídico) que aflora en las inmediaciones.

Desconectados de los afloramientos mencionados aparecen en el Cordón Agua del Jagüel conglomerados, formados por clastos de riolitas y andesitas provenientes de la Formación Choiyoy que presentan en conjunto color castaño rojizo y más oscuro que el de las arcosas. Los clastos son redondeados a sub-redondeados, a veces presentan aristas más o menos elaboradas, son ovoidales y esféricos, sus tamaños oscilan entre 2 y 7 cm, y sobresalen de la matriz fina.

Es llamativo el hecho de que la matriz y los clastos mencionados forman una masa homogénea y regular, aunque llegan a sobresalir de su superficie las caras más rígidas de los clastos. Al derrocar con el martillo el afloramiento, se obtienen fragmentos únicos de clastos y matriz de sólida cementación.

Ambos afloramientos no muestran intercalación alguna de psamitas ni de pelitas, en el área del Cordón Agua del Jagüel y sus alrededores inmediatos.

La secuencia neomolásica triásica puede presentar en algunos lugares un fallamiento de escasa magnitud, con fallas directas de poco rechazo, que indican una tectónica tensional de ajuste plio-cuaternario. Las inclinaciones de las capas aumentan desde el Sur hacia el Norte, y casi siempre con dirección buzante al Oeste-Noroeste. En los afloramientos meridionales la neomolasa es subhorizontal a inclinada en escasos grados ( $5^{\circ}$  a  $10^{\circ}$ ), a medida que penetramos hacia el Norte, pasando la quebrada del río Riquiliponche, el buzamiento aumenta notoriamente, desde  $15^{\circ}$  a  $30^{\circ}$  al Noroeste y Oeste (ver Lámina XXI, b y XXIV, a y b).

. Correlaciones y edad: En primera instancia es menester señalar que los afloramientos de rocas clásticas neomolásicas del Cordón Agua del Jagüel aparecen como facies desconectadas del estratotipo cerro del Cielo-quebrada del Salto.

Aún con todo el diacronismo que puedan implicar estos depósitos psefíticos no pueden exceder los límites de la Formación cerro del Cielo hasta la parte basal de la Formación Mollar, de Santa Clara, donde tienen su claro emplazamiento estratigráfico. Est pormenor es un inconfundible hecho formacional y estratigráfico en el borde occidental de la Precordillera de Mendoza incluyendo los sectores del extremo sur de esta estructura sobre el valle del río Mendoza entre Potrerillos y la estrechura del Salto. Respecto de esta última localidad los depósitos mencionados del sector de estudio coinciden con el propio desarrollo que acusa a ambos lados del río Mendoza el fanglomerado homónimo con el cambio lateral de facies que es dable suponer en cada caso. La presencia de fanglomerados, psamitas y tufitas conecta las neomolasas de la región de La Cortadera con la unidad inicial y siguiente del desarrollo del llamado Triásico de la Precordillera.

Sería equivalente en el caso con las Formaciones Cerro Aspero y Quebrada de la Vaca de Flores y Ortiz (1964, p.3) citados por Rolleri y Criado Roque (1968, p.12), designadas para las psefitas que integran los extremos de un perfil entre la Estancia Carrizalito, río Seco de las Peñas y el Puesto Las Cuevas, en la provincia de Mendoza.

Como el Triásico de las regiones del Oeste Argentino comienza con un estratotipo psefítico y psamítico rojo en su base inicial seguido por otro estratotipo tufítico-psamítico palítico que lleva lechos de sustancias carbonosas y esquistos bituminosos sobre el que se sigue una última subfase de psamitas rojas. Los terrenos neomolásicos del área estudiada corresponde a la primera y quizás en parte a la base de la segunda de las subfases enunciadas, conocidas como Fanglomerado río Mendoza y Formación Las Cabras respectivamente en el comienzo de la sedimentación triásica del Oeste Argentino y regiones pampeanas adyacentes.

No han sido localizados en estos depósitos continentales restos fósiles. Aunque cabe recordar que Martínez (1947) mencionó restos mal conservados de Calamites peruvianus Goth. (sic) hallados en la margen derecha de la quebrada del Manantialito, sector oeste del cerro del Cielo. La escasez de fósiles débese al tipo de régimen deposicional en primer lugar y luego al tipo litológico que coincidiría con un habitat de clima desértico, discernible

durante la acumulación de la secuencia pertinente.

Para ampliar el tema de correlación tratado, remitimos al lector interesado al trabajo de Rolleri y Criado Roque (1968) donde son expuestos los equivalentes formacionales de toda la cuenca triásica del Norte de Mendoza y aledaños, para el Grupo Rincón Blanco, compuesto por las formaciones Fanglomerado río Mendoza y Las Cabras.

. Relaciones paleogeográficas de la neomolasa: En el área oriental del Cordón del Alojamiento la neomolasa expuesta en una extensión comparativamente grande muestra sobre su base del flysch una distribución longitudinal alargada y marginada por fallas en su borde occidental. Representa no obstante solo una parte del campo neomolásico, el cual en el Oeste de la Precordillera pasa a Santa Clara aumentando gradualmente de espesor en su serie complexiva de carácter estratigráfica,

En la zona estudiada la neomolasa representa la extremidad de un campo de sedimentación tafrogénica evidente. Observándose los caracteres estructurales de la neomolasa del cerro del Cielo tal como se advierte en la Lámina XXI, b y XXIV, b; es absolutamente clara la disposición de los terrenos triásicos ubicados sobre una margen sobreelevada de la vacuidad del Cordón del Alojamiento. En la fosa receptora ha sido reactivada en las margenes de falla, conservando su morfología tafrogénica en estas y en las demás áreas estudiadas por el autor presente y otros geólogos en regiones vecinas.

En el Cordón Agua del Jagüel se observa un elemento similar pero de magnitud reducida. En fosa opuesta el Cordón citado se abre como elemento autónomo del área oriental del Cordón del Alojamiento, mediando un macizo de unidades tectogenéticas de las vacuidades y el flysch que a manera de campo en dorsal controla la paleogeografía neomolásica en el área investigada.

Un estudio más analítico sobre los pormenores estructurales del área es expuesto más adelante, en el capítulo de la tectónica, en el presente estudio.

Las neomolasas son importantes paleogeográficamente porque constituyen el testimonio de las últimas geografías del pasado en la orogénesis paleoídica. Estructuralmente equivalen al techo postgeosinclinal de la orogénesis tardíohercínica.

Las neomolasas paleoídicas estudiadas marcan el advenimiento de la cratogénesis y configuran el desarrollo del estado enterocratónico final, solo modificado en abundamiento por la expansión de las lavas basálticas del finivulcanismo de importante ocurrencia en los alrededores del área del Paramillo de Uspallata y aledaños. Vino a su término la llamada consolidación cuyana, poskimeriana, y con ello la estructura definitivamente alcanzó el estado de rigidez cratónica (enterocratónica, Stille, 1940).

## 2) Ciclo Geomagnético Paleoídico:

a) Concepto preliminar: En el estudio de la organización y evolución geosinclinal el examen del geomagnetismo reviste tanta importancia como el del ciclo sedimentario al que se anexa durante la historia geotectónica completa de una cadena. Este aserto se funda en el hecho de que durante el desarrollo geosinclinal, en estructuras ortogeotectónicas, las diversas fases que componen el ciclo magnético están presentes por entero en la historia geosinclinal respectiva. Llegado el caso puede por si solo el geomagnetismo indicar el desarrollo geotectónico pertinente y como en el caso de los tectonemas sucesivos, precedentemente vistos en el decurso de capítulos anteriores, se suman progresivamente en su desenvolvimiento y son irreversibles, como procesos litológicos y como parte de un esquema que distingue invariablemente las condiciones del campo ortogeosinclinal.

Estas características son conocidas en la geotectónica moderna desde la evaluación científica hecha al efecto por Stille en su obra fundamental de la estructura de las Américas (1940). Desde entonces ha sido posible comprender, analizar y describir semejantes acontecimientos de la evolución geosinclinal como hecho sustancial de las áreas de desenvolvimiento geosinclinal sobre la corteza, discernibles incluso como intercambio de los fenómenos sísmicos.

licos y subcrustales más profundos, involucrando por si mismo una metodología de trabajo de magnificas implicancias para el estudio comparado de los geosinclinales en todo tiempo estructural, conservados en la corteza.

La Precordillera ofrece un área de investigación en tal sentido de magnitud sobresaliente. Los caracteres inherentes al geomagnetismo de esta cadena son extensibles a la Cordillera Frontal. El duplo Cordillera Frontal-Precordillera representan la escena extraordinaria de la evolución del magnetismo paleoídico tal como fue puesto de manifiesto recientemente con sus por menores salientes por Borrello (1969).

El ciclo geomagnético comprende cuatro fases: a) Ofiolitización-pos-  
ofiolitización; b) Plutonización sin y postectónica; c) Secuevulcanismo; y  
d) Finivulcanismo, en lo esencial. Estas fases se engranan con los tectonote-  
mas de la sistemática estructural sedimentaria integrando los pisos estructu-  
rales de la historia geosinclinal (ver Cuadros I, II y Lámina XXXIII).

De las fases mencionadas se tienen representadas en el área de La Cortadera, la ofiolitización o magnetismo simaico inicial y la del secuevulca-  
nismo, en escala mucho menor. A fin de complementar los caracteres pertinen-  
tes de los magnetismos que faltan en el área examinada se proporciona informa-  
ción adicional extraída de observaciones de áreas contiguas a fin de hacer po-  
sible la mejor comprensión del tema con carácter integral.

El magnetismo representado en el área de La Cortadera que se expone  
presenta las condiciones geomagnéticas de zona interna y caracteriza en este  
aspecto al borde oriental de la geosinclinal en el Oeste de la Precordillera.  
En cuanto a esto si bien el secuevulcanismo expuesto en la misma área se pro-  
paga a la zona externa la asociación riolítica pertinente (Formación Choiyoy)  
complementa el desarrollo magnético de la aludida zona interna paleoídica de  
La Precordillera.

a. 1.- Magnetismo simaico inicial (Ofiolitización):

. Distribución y antecedentes: Acorde con lo que re-  
presenta la carta geológica anexa a este trabajo las ofiolitas de la zona de

La Cortadera, constituidas en su mayor parte por cuerpos ultrabásicos serpentinizados con masas talquíferas asociadas, están integradas al sector de rocas filíticas que desde Agua de las Cortaderitas al Sudoeste del cerro Cortaderas se desarrollan, a lo largo de 17 km aproximadamente, con un ancho máximo de 3,5 km, en típica zona interna de génesis eugeosinclinal. Pertenecen a la llamada "faja ultrabásica de la Precordillera", con aproximadamente más de 80 cuerpos de variables dimensiones.

En la comarca estudiada las ofiolitas se distribuyen aunque uniformemente extendidas en el rumbo de Norte a Sur entre los lugares indicados, en dos sectores comparativamente diferentes en cuanto a densidad de distribución aflorante.

Un sector norte lo constituye el tramo Agua de las Cortaderitas a Agua de las Cortaderas. El otro sector sur se extiende desde algo al Norte de Agua de las Minas al Sudoeste del cerro Cortaderas, llegando incluso en pequeños asomos al Cordón Agua del Jagüel, del cual forman juntamente con las rocas filíticas, su "basamento".

El primer tramo de aproximadamente 9 km de longitud, está compuesto por cuerpos alineados con rumbo andino a este-nordeste, de dimensiones variables a reducidas, encontrándose en Agua de los Pozos el afloramiento de mayor longitud del sector de 1,5 km de desarrollo en el rumbo. Los cuerpos más chicos tienen 100 m o menos de longitud. El número mayor de afloramientos se concentra alrededor de Agua de los Pozos esto es al Sudeste del cerrillo Agua Escondida, donde el ancho alcanza en parte a unos 400 m como máximo. Ocupan toda el área de la vacuidad expuesta y aparentemente reducen su tamaño en dirección al Oeste, aunque el verdadero límite occidental no es dable establecerlo por la extensión de la considerable cubierta cuaternaria que compone el Barreal de la Pampa Seca y sus alrededores.

En torno a Agua de las Minas en el segundo de los sectores establecidos para los fines de la descripción, encontramos la mayor densidad expuesta de cuerpos ultrabásicos y ocupan toda la sección del perfil perteneciente al desarrollo de la vacuidad eugeosinclinal. En dicho corte hasta 12 cuerpos

participan del desarrollo del perfil local entre la Mina de Las Cortaderas y Agua de las Minas. Por otra parte es importante destacar que es éste el sector donde encontramos los cuerpos oñiolíticos más grandes del área estudiada. Al Sur de la Mina de la Cortadera el cuerpo mayor tiene en su rumbo una longitud de más de 2,5 km. En Agua de las Minas el ancho es, para el cuerpo mayor del lugar, de unos 400 m.

Los antecedentes geológicos disponibles que se refieren a los cuerpos ultrabásicos de la faja de la Precordillera, con extensión a la Cordillera Frontal, pueden resumirse en los términos que siguen:

Fueron en primer término mencionados por Avé-Lallemant (1890) como cuerpos básicos constituidos por diabasa y serpentina (sic) asociados al conjunto metamórfico por él denominado "Esquistos Hurónicos", aflorantes en la Sierra de la Cortadera y el Cordón de Bonilla. Más tarde Stappenbeck (1910) a su vez citó a estas rocas como parte integrante del "Sistema Devoniano", formadas por serpentinitas, gabros y diabasas en medio de grauvacas y pizarras arcillosas (sic). Stieglitz (1914) da a conocer la descripción de algunas muestras serpentínicas y gábricas de la Sierra de la Cortadera, recogidas por Stappenbeck.

Para el área del Portezuelo de Bonilla, Keidel (1939) menciona la presencia de rocas básicas en forma de filones capas, en su "Conjunto de Bonilla". Por su parte Buenanueva (1949) al estudiar petrográficamente un conjunto de rocas de la Sierra de Uspallata, indica la presencia de diabasas y serpentinitas en medio de rocas filíticas y esquistos sericíticos, que hacia los contactos presentan pizarras calcáreas de color negro (sic).

En 1955 comienzan los estudios de Zardini acerca de los cuerpos ultrabásicos de la Cordillera Frontal y Precordillera. En su tesis doctoral de ese año (luego publicada en parte, Zardini, 1958) el autor se refiere a los cuerpos ultrabásicos serpentinizados que se encuentran en los alrededores del Refugio Militar Coronel de la Plaza, en el río de las Tunas, en medio de rocas metamórficas que no pasan de la zona de granate-almandino. Algo más tarde, el mismo autor (Zardini, 1960) publica un trabajo referente a la mina "Sol de Ma-



yo", del río de las Tunas, donde refirma la presencia de serpentinitas y talco en medio de rocas esquistosas de la parte alta de la facies de anfibolita. En 1961 vuelve este investigador a tratar el tema de referencia al estudiar en detalle la constitución petrográfica y geológica de la mina "La Mendocina", de Santa Elena, Uspallata, compuesta por cuerpos serpentínicos de rumbo general Norte-Sur y de formas lenticulares y alargadas. Las rocas de caja de estos cuerpos son esencialmente calizas cristalinas en parte dolomíticas de color gris verdoso; se asocian masas talquíferas como producto de alteración de las rocas ultrabásicas. El autor que nos ocupa, en 1962, efectúa un análisis comparativo acerca del significado geológico de las serpentinitas de Mendoza refiriéndose brevemente a la faja de La Cortadera, que se extiende según sus investigaciones, a lo largo de 16 km con un ancho promedio de 3 km; posee las características comunes a este tipo de rocas, es decir cuerpos lenticulares, concordantes con las rocas de caja, compuestos por serpentinitas puras de color grisáceo (sic). No ha observado este autor, la presencia de asbestos en concentraciones comerciales, pero si numerosos yacimientos de talco. Las rocas de caja son asignadas al tiempo precámbrico. Más adelante cita que estos cuerpos ultrabásicos localizados en el ámbito de la Cordillera Frontal y Precordillera, estarían indicando el eje de un tectógeno precámbrico, siendo posible que la sección del río de las Tunas sea la parte más profunda y las secciones de Bonilla y Cortaderas la parte marginal, por el hecho de que la primera localidad tiene mayor metamorfismo de la roca de caja y se trata de cuerpos ultrabásicos que reconocen un origen peridotítico, en cambio la faja Bonilla-Cortadera posee menor metamorfismo en sus cajas y los cuerpos son de serpentinitas puras.

Harrington (1953) al describir la "facies Cortadera" del Grupo Villavicencio, menciona a rocas básicas y ultrabásicas incluídas, con formas lenticulares alargadas, de constitución serpentínica, que llegan a alcanzar, en algunos casos, grandes proporciones.

Polanski (1958) y Gonzalez Diaz (1958) dan a conocer la presencia, aunque al parecer relativamente escasa, de cuerpos básicos y ultrabásicos, en

medio de rocas filíticas y esquistos del Cordón del Portillo, Cordillera Frontal.

En la prolongación meridional de la Sierra Pintada de San Rafael, Dessanti (1956) alude también a la presencia de rocas gábricas intercaladas en el paleozoico más antiguo de la zona.

Distingue de Romer (1964) en la zona del yacimiento "El Choique", entre el Cordón de Farallones y el Cordón de Bonilla, dos secciones de la "Serie Metamórfica" aflorante; una inferior de esquistos con filones capas de gabbro de gran grueso, constituidos por feldespatos sódicos muy alterados, con poco cuarzo, biotita y minerales de hierro; una superior de dolomías y esquistos dolomíticos, areniscas cloríticas, filitas y rocas calcáreas bien laminadas, con cuerpos de serpentinitas incluidos.

Caminos (1965) al estudiar la geología de la vertiente oriental de la Cordillera del Plata, menciona la presencia de metadiabasas (sic) dentro del "Complejo Metamórfico", en forma de cuerpos lenticulares y globosos, concordantes con las rocas de caja; toda la secuencia la correlaciona con las que afloran en Farallones y Bonilla y con los asomos de La Cortadera.

Cosentino (1968) efectuó estudios geológicos con cierto detalle en la mina "Rivadavia", del Cordón de Bonilla, donde observó tres tipos litológicos fundamentales presentes en el área: a) rocas de caja, compuestas por filitas, calizas y esquistos; b) rocas ultrabásicas y productos de alteración, formadas por serpentinitas, talco y actinolita; y por último c) un borde dolomítico ferruginoso (sic) que formaría parte de la roca de caja, pero íntimamente ligado a la génesis de los cuerpos ultrabásicos.

Recientemente, Villar (1969) ha examinado petrográficamente el complejo ultrabásico de Novillo Muerto, de la Cordillera Frontal; destaca la existencia de dunitas, wherlitas, y piroxenitas de estructura pegmatóidea no serpentinizadas y serpentinitas. El complejo estaría formado por tres masas ígneas ultrabásicas diferenciadas, con zonalidad vertical. Expresa además que los cuerpos se han alojado antes y durante el metamorfismo regional de las rocas de caja, compuestas por esquistos verdes, de la subfacies de cuarzo-albita-epi-

doto-biotita. En forma detallada se enuncian los procesos que condujeron a la cristalización del complejo ultrabásico.

Con criterio geotectónico, Borrello (1963, 1963 b, 1965 y 1969) se refiere al tema del geomagnetismo simaico inicial u ofiolitización de la Precordillera y Cordillera Frontal, ligado a rocas filíticas de la vacuidad eugeosinclinal. Brinda este autor también las relaciones que presentan el magnetismo ofiolítico con el posofiolítico en el tramo precordillerano de Mendoza y San Juan, respectivamente. Al comparar el desarrollo de la ofiolitización de la zona de La Cortadera respecto de la de Bonilla y sus alrededores, extendida más al Sur en Uspallata, surge que el área estudiada para los fines de la presente investigación sobresale por los siguientes pormenores: 1) la propagación de los afloramientos dentro de la vacuidad eugeosinclinal son sumamente numerosos y están en algunos casos excepcionalmente expuestos a la observación; 2) muestran una clara relación de génesis sincrónica con los depósitos filíticos de su caja; y 3) poseen asomos desarrollados bajo la forma de pillow-lavas. Una convergencia importante es la naturaleza serpentínica absoluta de la roca ligada a la secuencia de depósitos de talco aunque de presencia epigenética.

. Características geológicas: Todos los cuerpos ultrabásicos son concordantes con sus rocas de caja filíticas de la vacuidad eugeosinclinal, y asoman a veces como verdaderos "lomos de ballena" muy notables en el relieve circundante. Por excepción algunos cuerpos tienen rumbo Nordeste-Sudoeste y son escasos los que en el arrumbamiento andino más común, presentan disposición de Noroeste a Sudeste. Afloran bajo formas globosas, alargadas, tabulares, muy características, algunas veces son filónicas y lenticulares hasta de forma elíptica. Se encuentran separados entre sí por tabiques de roca de caja de 200 a 400 m, como máximo, en las cuales no se han producido aureolas de contacto por intrusión caliente. La observación de campo permite discernir una homogeneidad notable en toda la superficie de los cuerpos, son rocas macizas sin estructura alguna, que en el relieve se distinguen por sus clásicos colores verde oscuros, con ligeras tonalidades grisáceas, que contrastan netamente con las rocas filíticas mucho más claras en las que se encuentran

emplazados. En algunos casos la disposición lenticular con terminación acuminada, concordante, sugiere una génesis de derrame lávico submarino durante la depositación pelítica que a la postre se transformaron en filitas. Formas topográficas de lomadas suaves algo redondeadas, son las que normalmente presentan estas rocas ofiolíticas (ver Láminas XXV, XXVI y XXVII).

En las fotografías aéreas los cuerpos ultrabásicos son fácilmente delimitables, primero en razón de sus tonalidades oscuras a negras y segundo por integrar un relieve comparativamente extenso de formas suaves (ver Lámina XXVI). Constituyen por lo tanto elementos del paisaje inconfundibles tal como se reproduce en la carta geológica y en la Lámina XXV, a y b. En dichas vistas los cuerpos ultrabásicos aparecen más o menos asociados entre si en razón del número aflorante. Resultan en el caso de gran contraste, como lo muestran las Láminas XXVII, a y b, de asomos aislados de estas rocas simaicas.

La petrografía de las rocas serpentínicas de la zona examinada presenta la característica monotonía mineralógica, ya vista por otros autores para sectores aledaños del Portezuelo de Bonilla (Zardini, 1964; Cosentino, 1968). En lo esencial se trata de serpentinitas puras, que pasan a gabros hacia los contactos del flysch "tipo Cordón Cortaderas" que se se sobrepone a la vacuidad eugeosinclinal. Todo el material se encuentra alterado en serpentina, con acumulación de óxidos de hierro en forma irregular a través de los planos de fracturas y como cristales mayores distribuidos irregularmente en la roca. Suelen presentarse algunas manchas claras, sin óxido de hierro, que sugieren cierta pseudomorfosis según olivina. La calcita puede reemplazar en parte a la serpentina, desarrollada en forma de venas y manchas. Las rocas gábricas presentes hacia el naciente de toda la faja ultrabásica, están compuestas por diópsido y una plagioclase completamente transformada en epidoto y clorita. Se observan a trechos manchas irregulares de clorita. Todos los individuos de piroxeno están fracturados y transformados en tremolita-actinolita y clorita. Se clasifican como gabros normales saussuritizados.

La presencia de masas talquíferas numerosas, sujetas a explotación intensa en la comarca, aunque con métodos muy primitivos, dan una característica especial a toda el área de estudio, que es conocida precisamente con el

nombre de una de las minas más antiguas llamada "La Cortadera". El mineral talcoso de color verde oscuro a gris oscuro y negro brillante, de baja calidad comercial, se asocia a los cuerpos ultrabásicos serpentinizados, a manera de fajas discontinuas de rumbo Norte-Sur (1) y siempre en las cercanías de los contactos con las rocas de caja. En sectores se presentan como verdaderos esquistos talcosos, con las evidencias de haber sufrido intensa presión. Ocasionalmente poseen venas de calcita de color blanco puro.

Indudablemente la génesis del talco está relacionada a procesos posteriores a la formación de las serpentinitas. Según Hess (1933 y 1933a) la formación de talco o esteatita a partir de una roca ultrabásica es debida a un proceso de alteración hidrotermal, por adición de sílice y agua en algunos casos, a las peridotitas serpentinizadas. Como no existen evidencias de vinculación de este proceso a un magma granítico en el área las fuentes que proveyeron las soluciones son sin duda las de la misma masa ultrabásica y de las rocas de caja, por lo tanto el proceso de la esteatización, según Hess, es una segunda fase local de la serpentización. Por simple adición de anhídrido carbónico, la serpentinita puede ser convertida en una roca con talco y magnesita, sin cambio de volumen o bien si existen soluciones con calcio puede formarse dolomita en lugar de magnesita. Es posible, según nuestro criterio, que los esfuerzos de corte, coincidentes con la esquistosidad de las rocas de caja, que sufrieron los cuerpos ultrabásicos, hayan favorecido la migración de soluciones metasomatizantes y generadoras del talco. Esto explicaría el hecho de su ubicación tan particular dentro de las rocas serpentínicas.

En casi todos los afloramientos de rocas ultrabásicas, sobre todo en las serpentinizadas, se adosan lateralmente a éstas masas calcáreas concordantes en lo esencial, de color gris claro en fractura fresca y que externamente toman tonalidades amarillo-herrumbrosas por oxidación, como verdaderos rebordes discontinuos, compuestos esencialmente por calcita del tipo vena, no afectada por el metamorfismo regional y que deben citarse como asociados íntimamente a la génesis y emplazamiento de los cuerpos ultrabásicos, quizás

---

(1) Tal es el rumbo de los numerosos socavones y aberturas de explotación, siguiendo la veta talquifera.

en ciclo póstumo. Al respecto debemos decir que estas rocas fueron citadas en el capítulo correspondiente a la vacuidad eugeosinclinal (cf. supra). En algunas partes este reborde calcáreo puede constituir tabiques de separación en un cuerpo ultrabásico de regular tamaño o también con escasa potencia en medio de las rocas filíticas, algo aislados, pero vinculados evidentemente a las ofiolitas. Petrográficamente se componen de un agregado de cristales de calcita con formas anedrales, fuertemente impregnados con óxido de hierro, a veces con cierta proporción de cuarzo, epidoto y agregados en forma de concentraciones de sericita. Las rocas no presentan ordenamiento mayor de los componentes, pero a veces pueden asociarse agregados serpentínicos siguiendo una dirección preferencial o en forma intersticial entre la calcita. El material serpentínico que rellena los intersticios es más rico en óxido de hierro.

Fueron observadas escasísimas venillas de material crisotílico, sin ningún valor comercial. Casi no se presentan minerales de asbestos en nuestra área de trabajo.

En conclusión podemos decir que en la faja ultrabásica de La Cortadera, nos fue posible reconocer la presencia de: a) serpentinitas puras, predominantes y formando los cuerpos mayores; b) gabros saussuritizados, hacia los contactos con el flysch suprayacente; c) talco, como producto secundario; y d) cuerpos calcáreos a calcáreo-dolomíticos, asociados a las rocas ultrabásicas, formando rebordes.

A todo ello cabe recordar la existencia de lentes ígneas probables, citados en las descripciones de los caracteres litológicos de la vacuidad eugeosinclinal (cf. supra).

El magnetismo simaico inicial que es característico del tectonotema I (Vacuidad) puede pasar, en facies internas al tectonotema II (flysch) bajo la denominación de posofiolitas. Como tales serán descriptas en capítulo aparte (cf. infra).

Consideraciones generales sobre las asociaciones ultrabásicas: Dada la índole del trabajo presentado, no es nuestra intención

discutir las numerosas teorías que sobre el origen del magma ultrabásico y su forma de emplazamiento, se han vertido en los últimos años. Simplemente se citarán aquí algunas consideraciones ofrecidas al efecto por algunos especialistas.

Turner y Verhoogen (1963) incluyen dentro de las asociaciones plutónicas, básicas y ultrabásicas, a las rocas peridotíticas y serpentínicas alojadas en regiones orogénicas, sobre todo de tipo alpino, que se presentan con caracteres llamativamente constantes a lo largo de grandes extensiones. De acuerdo a ello es factible ubicar nuestra faja ultrabásica serpentinizada ya descripta, dentro de esta asociación petrográfica, por las siguientes razones de coincidencia fundamentales: 1) por su disposición concordante a manera de lentejones o capas, con las rocas de caja, normalmente muy plegadas; 2) por su extensión considerable y casi sin variación, ni interrupción notable; 3) por que se presentan en enjambres de numerosas masas subparalelas; 4) por la concordancia entre el alargamiento de los cuerpos y la dirección de la esquistosidad, que se pueden adelgazar o ensanchar por sectores; 5) por la asociación clásica de las rocas peridotíticas-serpentínicas con "sedimentos de geosinclinal"; 6) por la predominancia de serpentinitas puras (con ciertos indicios de antiguas peridotitas) y escasos gabros; 7) por la presencia de productos talcosos por alteración hidrotermal local de la masa serpentínica; 8) porque se trata de "intrusiones frías", sin marca de metamorfismo de contacto.

En lo que respecta a la serpentinización, existen actualmente las siguientes alternativas (Turner y Verhoogen, 1963). Que se trate de un proceso magnético póstumo o un proceso deutérico (autometasomático), o una reacción entre la olivina aún caliente y mezclas fundidas acuosas. O bien que la serpentinización es un reemplazamiento a igualdad de volúmen, a temperaturas de 200°-400° C, donde el agua necesaria para este proceso autometasomático al fin, puede provenir del magma y derivada de intrusiones graníticas de las proximidades, o bien que el inmenso volúmen de agua (y anhídrido carbónico), sílice, disueltos) necesario para llevar a cabo la serpentinización es suministrada por los sedimentos adyacentes.



Turner y Verhoogen (1963) se inclinan a pensar como hipótesis satisfactoria la de intrusión de "magma" peridotítico en condición cristalina, con la serpentización simultánea o subsecuente de sus minerales constituyentes (olivina, enstatita) por la actividad de vapores o soluciones acuosas derivadas en la mayoría de los casos de los sedimentos geosinclinales o de masas intrusivas de magma granítico.

Según Aubouin (1959, p.17 y 1965, p.151-154) las rocas ofiolíticas pueden agruparse en tres tipos fundamentales: a) rocas de grano fino, como basaltos, espilitas, pillow-lavas; b) rocas de grano mediano, como doleritas y c) rocas de grano grueso, como peridotitas, piroxenitas (frecuentemente alteradas en serpentinitas) gabros, dioritas hasta cuarzo-dioritas. Estos tres tipos granulométricos de rocas se distribuyen espacialmente en forma bastante ordenada. Las de grano fino se desarrollan en la base de las masas ofiolíticas, debajo de las correspondientes de grano grueso, o en la parte superior con considerable espesor, es decir que se distribuyen a modo de caparazón alrededor de las masas ofiolíticas. La presencia de pillow-lavas es atribuida al contacto de la lava inconsolidada con el agua de mar, a veces transformadas en espilitas. Las rocas de grano mediano se alinean en el interior del caparazón microlítico, para formar una segunda capa. Estas son las doleritas, las que pasan imperceptiblemente por un lado a grano fino y por otro a formas de grano grueso. Las correspondientes de grano grueso forman los volúmenes grandes de las masas ofiolíticas, presentando en general la siguiente sucesión vertical desde el techo al piso: cuarzodioritas (ocasionalmente), dioritas, gabros, piroxeno-peridotitas, piroxenitas, peridotitas, los tres últimos comúnmente muy serpentinizados.

Expresa el autor que tal tipo de secuencia puede esperarse en grandes macizos, pero es raro encontrarla completa con todas sus variaciones petrográficas. Estos cambios han llevado según Aubouin (op. cit.) a otros autores a admitir numerosas intrusiones o erupciones como tipos de rocas hay. Los límites no son muy claros entre los diferentes tipos petrográficos, a veces, o el contacto es gradual, lo mismo que su textura y composición mineralógica.



Puede haber incluso traslape, apareciendo una repetición petrográfica.

El investigador citado se inclina a pensar en la acción de un vulcanismo submarino como hipótesis de emplazamiento del "magma ultrabásico", en coincidencia con Brunn (1956), que fuera quien sugiriera la idea inicial de una emisión de magma ofiolítico directamente bajo el mar y compartida por autores como Dubertret (1937, 1955), Vuagnat (1952), Routhier (1953), Lemoine (1955, 1960) y Aubouin (1957, 1965). Este origen podría explicar los siguientes puntos característicos de todo cortejo ofiolítico: a) el metamorfismo del sustrato; b) la ausencia de metamorfismo de las cajas radiolaríticas suprayacentes depositadas después de la erupción; c) la rápida cristalización de la costra de rocas de grano fino y mediano, alrededor de la masa extruída, con la formación de espilitas y pillow-lavas en el techo, en contacto directo con el agua de mar y la delgada "piel" dolerítica en la base en contacto con el piso; d) la lenta cristalización del núcleo de la masa que dará los tipos de grano grueso; e) la diferenciación gravitatoria de esos tipos de grano grueso tal como la mayor acumulación de rocas más básicas (peridotitas, piroxeno-peridotitas, piroxenitas, todas serpentinizadas) en la parte inferior de la masa y las rocas menos básicas (gabros, dioritas y también dioritas cuarcíferas) en la parte superior.

Así aparece un cuadro donde emerge un enorme flujo submarino de lava basáltica (simática), sobre la margen del eugeoanticlinal, bordeando siempre al surco eugeosinclinal más profundo. La realidad de esta erupción, según Aubouin, estaría subrayada por la presencia de tobas basálticas y brechas volcánicas con trozos de gneis y granito del basamento siálico, en algunas localidades alpinas. Por otra parte las ofiolitas se caracterizan por ser: las más típicas manifestaciones ígneas de dominio geosinclinal profundo, totalmente excluidas del miogeosinclinal; presentarse desarrolladas siempre en la margen del eugeosinclinal; en ningún evento las ofiolitas se encuentran en el "axis" del surco eugeosinclinal; evidente asociación con radiolaritas (o rocas silíceas ftaníticas); el flysch se deposita después de las series ofiolíticas del eugeosinclinal del dominio mediterráneo sobre todo (1).

(1) En Argentina, las ofiolitas caracterizan evidentemente el dominio eugeosinclinal profundo, pero pueden pasar a posofiolitas (diabasas, espilitas y pillow-lavas) de menor desarrollo durante la depositación del flysch interno, v. gr. Leoncito, Rodeo, Calingasta (San Juan).

Wyllie (1967, p.6) cita entre otros tipos de asociaciones ultramáficas y ultrabásicas, las de "lavas ultrabásicas", representadas por el cortejo ofiolítico, enriquecido en minerales máficos, con cierta coincidencia a lo expresado en párrafos anteriores. Brunn (1960) considera por su parte a las ofiolitas como una asociación "pluto-volcánica", destacando el doble origen que pueden presentar.

A modo de referencia hemos citado algunas teorías modernas acerca de la génesis y emplazamiento de los cuerpos ultrabásicos pero no es nuestro propósito discutir tales hipótesis, para ello remitimos al lector interesado a los magníficos trabajos vertidos al efecto por Hess, Bowen, y otros, y a la obra editorial específica de rocas ultramáficas de Wyllie (op. cit.) donde se expresan detalladamente los pormenores mineralógico-geoquímico-petroológicos más salientes de las rocas de referencia.

El propósito central de nuestro trabajo al referirnos al magmatismo sináctico inicial u ofiolitización, es desde el punto de vista de su caracterización geotectónica en el sentido que lo hicieran Stille (1940) y Aubouin (1965). Al efecto, constituyen las ofiolitas, la fase geomagnética saliente del proceso eugeosinclinal, donde exclusivamente se presentan con pormenores salientes, v. gr. la zona de La Cortadera.

Hemos preferido adoptar como lo hiciera Borrello (1969) el término de ofiolitas, por tratarse de un verdadero "cortejo" de rocas de amplio rango composicional, aunque obviamente predominan las ultrabásicas.

En primera instancia la faja ultrabásica de La Cortadera, no llega a formar, según nuestros estudios, un cortejo ofiolítico completo, deberían examinarse con más detalle petrográfico, y en relación con áreas vecinas de la Precordillera (Bonilla) y Cordillera Frontal (río de las Tunas, Novillo Muerto, Cordón del Portillo), donde en conjunto podrá reconocerse una asociación o cortejo ofiolítico de buen desarrollo, como en principio lo atestiguan las referencias vertidas al efecto por otros autores. La zona de "raíz" de la efusión ultrabásica estaría así ubicada en el sector del río de las Tunas-Novillo Muerto y nuestra zona de estudio sería el área más distante y a su vez superior en la serie ofiolítica. Conceptos que en parte vislumbrara Zardini (1962) al

expresar que el "eje del tectógeno" estaría situado en la zona del río de las Tunas, Cordillera Frontal, como área más profunda, que lleva anexado un mayor metamorfismo en la roca de caja.

Ciertas coincidencias manifiestas se muestran con la teoría del flujo submarino de borde eugeosinclinal. Primero en el sentido de que desde el Cordón del Portillo hasta La Cortadera, se encuentran grandes cuerpos de rocas ofiolíticas constituidas por dunitas, wherlitas, piroxenitas y serpentinitas (algunas con las evidencias de su origen peridotítico), esto está de acuerdo con el criterio comprobado de que los grandes cuerpos y asociaciones ultrabásicas están constituidos por ese tipo de rocas de "grano grueso", normalmente muy serpentinizadas. Segundo, por el hecho de no presentarse en el "axis" eugeosinclinal que al efecto constituye la parte central de la Cordillera Frontal, solamente están localizadas hacia el "sillón" de unión entre la vacuidad mio y eugeosinclinal. Tercero, porque se asocian con sedimentitas silíceas (radiolaritas o ftanitas) de origen posterior a la "erupción". Cuarto, porque la zonación marcada por Aubouin (op. cit.), parece corresponderse en forma correcta desde la Cordillera Frontal a La Cortadera (hasta incluso como posofiolitas espilíticas llegan a Rodeo y Calingasta, provincia de San Juan) en ambiente de la Precordillera. En la Cordillera Frontal, se presentan las asociaciones de grano más grueso, como son al efecto las dunitas, piroxenitas y escasas serpentinitas, luego se pasa a serpentinitas (con cierta evidencia peridotítica primaria) en el río de las Tunas; hacia el Norte en dirección a Bonilla y nuestra zona de La Cortadera, se tienen serpentinitas puras y gabros hacia los contactos con el flysch, y pasan como posofiolitas al propio flysch bajo la forma de diabasas y gabros; culminando la secuencia puede agregarse la asociación espilítica de Rodeo y Calingasta, que formaría no solo la extremidad septentrional de la faja, sino que en el sentido de Aubouin sería la parte superior del proceso ofiolítico.

En conclusión: en la zona de La Cortadera se encuentra en consecuencia desarrollado el magmatismo símaico inicial u ofiolitización, desconociéndose su proyección hacia el poniente donde en la Cordillera Frontal y en la misma latitud el campo eugeosinclinal interínide ha trocado sus caracteres geo

sinclinales por campo pliomagnético absoluto y propio de la zona "axial" del tiempo paleoídico. De dicha zona geosinclinal axial la comarca de La Cortader-  
ra configura el borde oriental sobre la falda oeste de la Precordillera hasta  
ahora evidenciado solo en los lindes de la provincia de Mendoza. Tal ubicación  
especial está en concordancia con lo expresado por Aubouin (cf. supra) acerca  
de la posición localizada notable de las ofiolitas en ámbito eugeosinclinal.

. Posofiolitización: Como fuera dicho, cuando la pene-  
tración de rocas básicas pasa a las sedimentitas del flysch de zona interna  
sobre todo, normalmente del tipo de las rocas diabásicas, espilíticas hasta  
bajo la forma de pillow-lavas, el geomagnetismo desarrollado es denominado  
posofiolítico, por suceder precisamente al gran evento magnético de la ofio-  
litización, que se presenta siempre asociada a la vacuidad eugeosinclinal.  
En la provincia de San Juan, los perfiles de Rodeo y Calingasta son los mejo-  
res exponentes de este magnetismo posofiolítico conocido al momento actual,  
en medio de sedimentitas de flysch del tiempo Silúrico-Devónico.

En nuestra zona de estudio, y en dos lugares bien definidos se han  
localizado los indicios de magnetismo posofiolítico; por un lado en el sector  
de contacto entre la vacuidad eugeosinclinal y el flysch tipo Cerdón Cortade-  
ras, sobre todo en el tramo comprendido entre el cerrillo Agua Escondida y  
Agua de las Cortaderas de los Pozos; y por otro lado, en el amplio afloramien-  
to de flysch tipo Cerdón Cortaderas que a occidente de la vacuidad eugeosin-  
clinal se ubica al Norte del Cerdón Agua del Jagüel.

Siempre las posofiolitas fueron encontradas en medio del flysch ti-  
po Cerdón Cortaderas (meta-hemiflysch) y no en otras facies del tectonotema  
II de la comarca. Se trata de asomos lenticulares concordantes, de no más de  
25 m de espesor y 50 m de desarrollo, constituidos por rocas verde oscuras,  
con textura pseudoporfirica a veces, que se la confieren cristales blanqueci-  
nos distribuidos en la roca. Se distinguen de las rocas de caja por su estruc-  
tura masiva, aunque su coloración es semejante a estas. Por el escaso tiempo  
disponible no fue posible estudiar en detalle su desarrollo en el afloramen-  
to del área ubicada al Norte del Cerdón Agua del Jagüel, con el detalle que

hubiera sido necesario para dar pormenores más salientes sobre estas rocas.

Petrográficamente tienen las siguientes características. Fundamentalmente poseen epidoto en masas irregulares y muy abundantes (30%). Se asocia a este tremolita-actinolita (19%) en forma de fibras y prismas muy finos dispuestos en forma irregular. Plagioclasa del tipo albita-oligoclasa (20%) se asocia a la paragénesis mineral. Le siguen en abundancia el cuarzo (15%) en forma de concentraciones irregulares en algunas muestras, con franca estructura cataclástica. Se agrega además muscovita en laminillas dispuestas al azar sin orientación preferida. La clorita se presenta en forma de planos y en concentraciones irregulares (15%) que presentan un color de interferencia anómalo (Pemminta). Como accesorios (1%) se presenta sericita, hematita en gránulos aislados y ankerita en individuos irregulares. Por la paragénesis citada se trata de asociaciones de minerales metamórficos derivados de rocas básicas, en facies de esquistos verdes, es probable que originalmente hayan sido rocas del tipo diabásico.

Otras muestras estudiadas, presentan franca textura granoblástica y están compuestas esencialmente por un anfíbol poco pleocroico de tipo tremolita-actinolita, clorita en forma de laminillas y agrupaciones aisladas, cuarzo en escasa proporción y plagioclasa de tipo albita. No se observó una distribución preferencial de los componentes. A veces se presentan relictos de piroxeno del tipo diópsido rodeados por cristales de tremolita. Estas variedades son más melanocráticas y tienden en su composición original hacia los gabros, melanogabros y perknitas.

El problema de la posofiolitización de la zona requiere diversos estudios de mayor detalle en el terreno y gabinete, especialmente en los asomos ubicados a occidente de la vacuidad eugeosinclinal.

En resumen: la zona interna (eugeosinclinal) de la comarca de la Cortadera presenta las filitas típicas de la vacuidad eugeosinclinal con el magmatismo ofiolítico asociado en gran escala; le sucede el desarrollo del flysch precoz con intensa deformación y con los signos evidentes del metamorfismo regional, que lleva las rocas posofiolíticas básicas descriptas. Tal esquema es

semejante al típico ámbito alpino descrito por Aubouin (1965).

a. 2.- Plutonismos:

El plutonismo paleoóidico típico sinorogénico y tardío rogénico tiene como sede de su desarrollo el campo axial de la Cordillera Frontal. Estos plutonismos granodioríticos y dioríticos sobre los bordes de la Precordillera de Mendoza se extienden desde el cerro Cacheuta hacia el poniente y llegan bajo la forma de granitos intercedentes a penetrar las masas ignimbríticas de la Cordillera Frontal entre la Cordillera del Tigre y la Cordillera del Plata.

Restos de estos plutonismos aparecen bajo la forma de arcosas en las molasas paleoóidicas que sobre el valle del río Mendoza se encuentran al Norte de la región de Potrerillos (Borrello, 1942).

En suma en la Precordillera de Mendoza no se han encontrado manifestaciones plutónicas sinorogénicas ni intercedentes a excepción del cerro Los Baños al Norte del cajón del río Mendoza que ligado al cerro Cacheuta son simplemente exponentes de la zona pliomagmática de la Cordillera Frontal, tal como ocurre con el extremo del cerro del Médano al Norte de la estación Guido, sobre el valle diagonal del río Mendoza al Este de Uspallata.

a. 3.- Secuevulcanismo (Permo-Triásico):

La mitad occidental del Cordón de Agua del Jagüel está ocupada por vulcanitas ácidas y mesosilíceas de antiguo indicadas como "Serie Porfíritica" y luego designadas como Formación Choiyoy desde la época de las investigaciones de Groeber (1) que se sobreponen directamente a remanentes de la vacuidad eugeosinclinal.

El asomo tiene apenas unos dos kilómetros de longitud y su límite oriental está constituido por las masas sedimentarias correspondientes a la neamolasa paleoóidica del tipo Fanglomerado río Mendoza-Formación Las Cabras.

---

(1) Localmente han sido designadas por Harrington (1953) como "Grupo Tigre" del tiempo Triásico.

La casi totalidad de esta psefita proviene de las aludidas vulcanitas ácidas y mesosilíceas contiguas del secuevulcanismo que se describe. Para esta región y a pesar de que media una falla entre la neomolasa triásica y las secuevulcanitas permo-triásicas, es indudable que las rocas de la Formación Choiyo preceden a los depósitos fanglomerádicos incluidos en la Neomolasa del tiempo triásico estudiado. La petrografía de las rocas arcósitas aquí presentes (cf. supra) indica una proveniencia volcánica ácida de sus granos, que refirma la hipótesis anterior.

Litológicamente las vulcanitas de referencia se componen de rocas riolíticas en lo esencial. Con depósitos piroclásticos de tipo ignimbrítico con muy escasa participación de material mesosilíceo en su desarrollo. Fuera del área estudiada las tobas se asocian a lavas y hasta aglomerados que tributan al conjunto el marco inconfundible de las vulcanitas del tiempo complejo permo-triásico.

En la naturaleza se distinguen fácilmente por su llamativa secuencia estratiforme en bancos gruesos y más o menos regulares que inclinan al poniente como muchas otras masas de igual procedencia que se encuentran en el borde occidental de la Precordillera más al Sur en dirección a Uspallata.

Frente a la Precordillera y hacia el Oeste la vasta cadena de la Cordillera Frontal que se yergue a lo largo de la Cordillera del Tigre se caracteriza por su considerable desarrollo en potencia donde sobrepasa los 2.500m de espesor seguramente en muchos lugares. En la Cordillera Frontal, semejantes secuevulcanitas y los cuerpos plutónicos que se han mencionado (cf. supra) determinan el aludido cuadro pliomagmático del paleoídico en Mendoza, e inclusive en la Provincia de San Juan.

En parte las vulcanitas permo-triásicas se adosan discordantemente a rocas filíticas de la vacuidad eugeosinclinal que afloran como remanente de la faja que se extiende a lo largo de 17 km con rumbo Norte desde el cerro Cortaderas. En general estas vulcanitas inclinan con ángulos de 20° hacia el Oeste y son de rumbo principalmente Norte-Sur a Nordeste-Sudoeste. El relieve instalado con motivo de la acción de la tectónica geosinclinal o principal (cf. supra) que elevó a altura considerable la estructura formada por la vacuidad

y el flysch, fue la causa de la contención de la gran efusividad permo-triásica que tiene su sede principal en el Oeste, ya en el ámbito de la Cordillera Frontal (1).

a. 4.- Vulcanismo final (Triásico):

En la carta geológica de Stappenbeck (1910) y en el Mapa Tectónico del Oeste Argentino (División Geología, 1970) el vulcanismo final se muestra confinado al área que se extiende exclusivamente al Paramillo de Uspallata. Está representado por rocas basálticas que por lo dicho precedentemente no alcanzan a penetrar en el área estudiada de La Cortadera.

En el Paramillo de Uspallata los gruesos y densos mantos finivulcaníticos que penetran las series equivalentes del llamado Triásico se aproximan al área de La Cortadera al Norte del cerro Colorado y en parte desaparecen por las acumulaciones vulcaníticas del tiempo neógeno (Terciario). Importa señalar que estas rocas basálticas se disponen en la estructura a manera de basaltos de meseta.

b) Correlación del magmatismo local: Las rocas ofiolíticas descritas pertenecen a la fase de comienzo del desarrollo del magmatismo paleógeno es el ciclo que comienza con estas rocas y termina con el finivulcanismo en la historia compleja desde el Cámbrico al Triásico. Es en consecuencia la base histórica del proceso geosinclinal que en el aspecto metasedentario se liga a las rocas de la Formación Bonilla del Cámbrico-Ordovícico, donde aparecen los pedernales complementando un cuadro correlacionable con el miogeosinclinal de la misma edad de la Precordillera de San Juan y Mendoza.

Las ofiolitas, los pedernales y las rocas de la Formación Bonilla, ésta última en régimen de transfacies por sus calcáreos transformados en mármol, en el borde eugeosinclinal, el claro paralelismo geológico con las facies del miogeosinclinal compuesto por calizas fosilíferas cámbrico-ordovícicas esta-

(1) Amos y Rolleri (1965) y luego refirmado por Rolleri y Baldi (1967) expresaron que un elemento paleogeográfico positivo denominado "Protoprecordillera" se formó con motivo de la tectónica acádica, y lo dan como barrera de contención de las lavas permo-triásicas que nos ocupan, provenientes del Oeste. Cosa comprobada por nuestras investigaciones.



blecen la posición estratigráfica del piso estructural que contiene las rocas simáticas aludidas. Se le asocian las posofiolitas que pasan a la base del flysch interno (tipo Cordón Cortaderas), sin fósiles y atribuido complexivamente al tiempo Ordovícico superior-Silúrico-Devónico.

La edad del secuevulcanismo es genéricamente aceptada como Permo-Triásico, aunque bien podría representarse en su mayor parte directamente al tiempo Pérmico, teniendo en cuenta que solo el Triásico sedimentario como Neomolasa tiene un cuantioso desenvolvimiento en la Precordillera, por encima de las vulcanitas ácidas y mesosilíceas de área pliomagnética paleoídica en la Cordillera Frontal.

El plutonismo ha sido datado para el tiempo Carbonífero-Pérmico. En este caso se trataría en gran parte de plutonismo sinorogénico. El plutonismo intercedente o tardiorogénico que incluso penetra a las secuevulcanitas de la Cordillera Frontal aún sin penetrar a las molasas cabe para la zona pliomagnética en el tiempo carbonífero a eotriásico (o Triásico?).

En cuanto a la edad del finivulcanismo del Paramillo de Uspallata interestratificado con las formaciones equivalentes (Cabras, Potrerillos, y Cacheuta) se emplazan cronológicamente en el tiempo Triásico.

En consecuencia así como las fases de la sedimentación geosinclinal desde la vacuidad a neomoladas abarcan el lapso eopaleozoico-eomesozoico el magnetismo geosinclinal paleoídico comprende en sus límites el largo período que se extiende desde el Cambro-Ordovícico al Triásico inclusive.

### 3) Del desarrollo estructural paleoídico (Tectónicas):

a) Fundamento preliminar: Los pisos estructurales en el área estudiada y que comprenden la asociación tectonotemática más magnetismo, se deslindan entre sí conforme a los resultados de Borrello (1969) por consecuencia del diastrofismo tecto-orogénico. Están desarrollados los movimientos respectivos en secuencia igualmente ordenada de manera tal que las fases geoestructurales correspondientes son un complemento indiscutible e inexcusable para un

desarrollo geosinclinal de un área como la tratada donde hay un cúmulo de elementos subordinados al tradicional esquema geosinclinal en regiones tanto ortogeotectónicas como parageotectónicas.

En síntesis todo contexto geotectónico impone el análisis de la evolución estructural para alcanzar la comprensión más completa del desarrollo geotectónico y más en un ambiente geosinclinal que como la Precordillera y sus diferentes sectores representativos como La Cortadera sugieren por su magnitud excepcional al presente en nuestro país.

Las fases que van a ser consideradas a continuación corresponden a las tectónicas: embrionaria, geosinclinal, de fondo y tafrogénica, cuyos pormenores salientes se indican en los términos que siguen.

a. 1.- Tectónica embrionaria (Pretacónica):

La tectónica embrionaria fue aplicada como metodología de trabajo en la División Geología de la Facultad de Ciencias Naturales de La Plata, en los últimos años (Borrello, 1965; 1969; 1969 a). El concepto fue desarrollado por Argand (1916, 1920) para indicar los antiguos movimientos que rigen la evolución de los geosinclinales, vinculada a la génesis de mantos de las estructuras alpinas. Stille (1924) destacó la importancia de una tectónica primaria que origina dorsales y fosas individualizadas en los geosinclinales en el momento de la undación (tectogénesis).

El carácter de ésta tectónica es la de configurar un cuadro precursor en las deformaciones geosinclinales, poniendo término al régimen de la vacuidad y es de índole tensional condicionada por desplazamientos subverticales de escaso desarrollo al punto que a veces sobre la vacuidad, el flysch que la sepulta tiene disposición pseudoconcordante o acordante. De cualquier manera delinea un primer estadio de evolución estructural con el que finaliza el proceso ortogeosinclinal (s. str.) y por supuesto que no implica preludio alguno generador de napas, por lo cual en tal sentido por igual ha sido desechado en las escuelas europeas.

La deformación embriotectónica (tensional) está bien documentada en

el ámbito de la Precordillera, exclusivamente en el campo miogeosinclinal como eugeosinclinal, que configuran el ambiente ortogeosinclinal del Oeste Argentino, por una discordancia entre la vacuidad calcárea (Caliza San Juan) y las rocas clásticas del flysch, en las sierras de Villicúm, Talacasto, Chica de Zonda, en la provincia de San Juan y San Isidro, en Mendoza (Borrello, 1969a). Esta discordancia está generada por movimientos verticales o radiales, sin mayor compresividad, creando un relieve antiguo prellandeiliano, que en forma de alabeos suaves recibió el asiento del flysch.

Dentro de la fase embriotectónica reconocense dos subfases (Borrello, op. cit.), una de subembriogénesis, formadora de alabeos parciales con deformación de los depósitos sedimentarios de la vacuidad en el transcurso de su acumulación. Como consecuencia de ello se producen dentro de la vacuidad miogeosinclinal las brechas de flanco (Aubouin, 1959 y 1965) o brechas de vacuidad (Borrello, 1969), muy frecuentes en la Formación o Caliza San Juan, como depósitos caóticos formados por clastos angulosos irregulares de caliza en medio de matriz y cemento calcáreo, generalmente con desenvolvimiento lenticular, como típicas brechas intraformacionales. Otra segunda subfase o de posembriogénesis, que ya durante la depositación del flysch que sucede a la vacuidad, causa los deslizamientos (écoulement, slumping) de bloques calcáreos de génesis olistolítica sobre el nombrado tectonotema II. Abarcan estos movimientos un período de considerable desarrollo, desde la finalización de la subembriogénesis hasta la tectónica geosinclinal o principal que da lugar a la terminación del flysch y emplazamiento de la estructura como orógeno. En la Precordillera estos depósitos con bloques exóticos calcáreos, en su interior son característicos para las formaciones Rinconada y Mogotes Negros de San Juan y fueron reconocidos por Borrello (1969) como un gran campo de olistolitización de vergencia oriental. En nuestra área de trabajo por el contrario los afloramientos olistolíticos son de vergencia occidental respecto a la dorsal calcárea miogeosinclinal del Cordón Alojamiento.

Los siguientes hechos determinan la acción de la tectónica embrionaria así definida: 1) término absoluto del régimen de la vacuidad calcárea miogeosinclinal y filítica eugeosinclinal en toda el área de La Cortadera y sus

alrededores, en este caso y como se observa en otros sectores de la Precordillera del Oeste Argentino también en el área estudiada determina un cambio de condiciones del régimen sedimentario, separando claramente la vacuidad del flysch; 2) presencia de una subembriogénesis atestiguada fehacientemente por el desarrollo de las brechas de vacuidad en el campo calcáreo miogeosinclinal, cuya expresión más neta la constituyen las psefitas intraformacionales interpuestas en la secuencia calcárea y calcárea dolomítica de régimen externo de miogeosinclinal, a lo largo del Cordón del Alojamiento (cf. supra); por último, 3) un proceso posembriotectónico singularmente señalado por el desarrollo de los cuerpos olistolíticos en el flysch negro que sobre el lado al poniente del Cordón del Alojamiento ha determinado para los fines del presente estudio la indicación de un tipo flyschoides (flysch tipo Oeste-Cordón Alojamiento) de relativo esparcimiento areal. En los alrededores del área estudiada donde faltan estudios de este tipo aún no descartamos las posibilidades de la presencia de un cuadro estructural semejante, sobre todo teniendo en cuenta que en el área del cerro Pelado por lo menos puede ser discernida la discontinuidad tectonomática que existe entre la vacuidad y el flysch, habiéndose indicado un campo olistolítico en el tectonotema II de Agua de las Carditas (Borrello, 1969 a).

El hecho más o menos importante de esta fase de evolución en estructura paleoídica es que por entero se confirma la presencia de una dorsal embriogénica en la porción occidental de la Precordillera de Mendoza, con proyecciones casi sobre el mismo meridiano a la Precordillera de San Juan donde la División Geología ha comprobado parte de condiciones similares con la dorsal Tambolar.- Gualilán y alto río Jáchal, en los dos últimos años.

Esta dorsal occidental tendría en principio más desarrollo que la oriental de Villicum-Zonda, responsable de la evolución olistolítica del flysch Mogotes Negros-La Rinconada (San Juan) en pleno campo miogeosinclinal paleoídico externo, conocida por los trabajos realizados por la División Geología en el último decenio.

A causa de los fenómenos de embriogénesis el piso estructural I (vacuidad) ha sido sometido a sobre elevación erosiva de manera tal que la base del flysch en el área de La Cortadera llega a reposar sobre las filitas

de la vacuidad eugeosinclinal o bien directamente sobre los cuerpos ofiolíticos que a la misma pertenecen desde el sector Agua de las Minas a la quebrada Agua de las Cortaderitas al Norte y al Sur de Agua de las Cortaderas respectivamente, en el área estudiada.

a. 2.- Tectónica geosinclinal (Acádica-Bretónica):

Mientras la acción embriotectónica es de tipo evidentemente recesivo o limitado en la Precordillera tal como surge por igual de la investigación geológica del área de La Cortadera, la tectónica geosinclinal así definida desde los estudios del campo mesógeno llevados a cabo por Aubouin (1959,1965) resultan de una forma dinámica intensa y definitoria para el régimen de la evolución paleoídica en el Oeste Argentino.

Según es sabido la tectónica geosinclinal pone término a la tectogénesis (vacuidad-flysch) pliega y deforma las coberturas de ambos tectonotemas (I-II) y llegará a determinar a su finalización el estado casicratónico de la cadena ulteriormente sometida al diastrofismo de complemento con la tectónica de fondo y tafrogénesis conexa. La tectónica geosinclinal suprime el régimen del flysch y trae aparejado con las estructuras que se establecen por su intermedio las gruesas depositaciones molásicas de los estadios tardío y postorogénicos, es por esto una tectónica fundamental y decisiva para la conformación estructural del orógeno naciente según lo atestiguan los hechos discernidos precisamente en el sector de La Cortadera y sus alrededores en la Precordillera de Mendoza.

Tales hechos en lo esencial pueden resumirse en los siguientes criterios: 1) generación de una estructura plegada por excelencia en todo el desarrollo de la tectogénesis (vacuidad-flysch) que tributa a las rocas de los tectonotemas correspondientes una intensiva y característica forma de prisma plegado fuerte y regularmente en el área. Los repliegues que presentan las rocas de la vacuidad algo más intensos y menudos que los del flysch y por supuesto debidos a una mayor plasticidad en la zona metageosinclinal (ver Lámina III, b y c) y los bien marcados pliegues en el flysch (Lámina X, a y b) pertenecen

a este régimen de la tectónica geosinclinal junto al cual deben admitirse fallas que a trechos se enmascaran con la tectónica neóidica de la última fase (Plio-cuaternario); 2) el estilo tectónico de las coberturas molásicas es directamente paratectónico y en parte ligados a una fracturación que ha controlado la tectónica tafrogénica anunciada; 3) la tectónica geosinclinal determinó a su tiempo una estructura positiva de relieve tal que no alcanzó a ser traslapada por las masas molásicas representadas en otros sectores de la Precordillera por las series carboníferas que más al Sur no solo se distinguen por su considerable espesor sino que alojan sedimentos marinos de transgresiones pacíficas, y que tampoco permitió el desarrollo de la efusividad permo-triásica del secuevulcanismo hacia el Este; 4) la estructura de referencia solo en parte ha recibido el recubrimiento neomolásico en el área al Este de la quebrada de Alojamiento-las Cuevas y al Sudoeste en el Cordón Agua del Jagüel, pero en razón de que solo son parte formacional del sistema triásico de la Precordillera e incluso la base neomolásica pertinente en el caso se advierte que este elemento positivo se ha mantenido elevado virtualmente en la evolución paleoídica en el área.

Desde el Oeste del Cordón del Alojamiento al área del cerro Blanco al Norte de la quebrada de las Cuevas, esto es, en el sector central del área estudiada, fajas de lavvacuidad calcárea y tales de flysch (del tipo Oeste Cordón del Alojamiento) y tipo Villavicencio) están ordenados hacia el Este del Cordón Cortaderas a manera de largos jirones contactados contra las neomasas paleoídicas y neóidicas en el sector oriental del área investigada. Estos jirones sugieren un tipo de arrumbamiento tectónico que coincide aproximadamente con el meridiano de las transfacies ortogeosinclinales en el lugar. Los planos de fallas que separan a estos afloramientos no vinculan a rocas tardías y postgeosinclinales paleoídicas, ni menos dentro de los mismos aparecen depósitos neóidicos lo que lleva a pensar que este tipo de fracturaciones es premolásico y por lo tanto tiene su raíz en la propia tectónica geosinclinal.

#### a. 3.- Tectónica de fondo:

El plegamiento de fondo no puede ser directamente esta-

blecido en su magnitud física porque faltan el testimonio de las molasas neopaleozoicas en el área de La Cortadera y sus alrededores inmediatos. No obstante ésta forma de evolución estructural es fácil establecerla más al Sur en la Sierra de Uspallata y hacia el Norte en Barreal y alrededores, sobre la margen oriental de la Precordillera.

Los principales hechos que prueban la presencia de estos movimientos están dados, 1) por el desarrollo de las cuencas molásicas en estos y otros sectores de la Precordillera; 2) por la intervención de los episodios transgresivos con faunas carbónicas en Barreal y Uspallata; y 3) por la manifiesta discordancia intercarbónica que en el área de Barreal separa al Grupo homónimo del Grupo San Eduardo a escasa distancia del borde de la Precordillera.

No es improbable que la tectónica de fondo haya causado en toda el área de La Cortadera una sobreelevación relativa en compensación con el desenvolvimiento de los bajos molásicos de las áreas aludidas y hasta posiblemente fallamientos y reactivaciones de fallas, cuyo proceso no es dable establecer por la falta de coberturas tardío y tardiorogénicas (Carbonífero) en el área estudiada.

#### a. 4 .- Tafrogénesis (Palisádica-kimmeriana antigua):

A lo largo de la quebrada del Alojamiento-quebrada de las Cuevas y desde el mismo meridiano hacia el naciente se extienden los depósitos neomolásicos asignados al Triásico dentro de los límites de la zona estudiada.

Las neomolasas de referencia que tienen una disposición transgresiva sobre el flysch tipo Villavicencio alcanzando su máxima expresión y desarrollo en el sector limítrofe interprovincial de Santa Clara, aparecen controladas por un sistema longitudinal en lo esencial que determina condiciones propias para tal recubrimiento eomesozoico de masas sedimentarias. Este carácter ya fue anunciado por Borrello (1969) y para el área investigada en esta oportunidad se dieron algunos pormenores de estructura y relieve oportunamente (cf. supra). En la vista (Lámina XXIV, a y b) del sector del cerro

del Cielo, al Este del Puesto Los Alojamientos, puede el lector encontrar elementos de juicio al respecto que muestran las relaciones expresadas para el área.

Las fallas de tafrogénesis por ser más jóvenes aparecen reactivadas por la tectónica de zócalo del tiempo neóidico y en parte delimitan a depósitos cenozoicos. El traslape neomolásico fuera de los lindes de fallas puede ser entendido por colmatación y extensión progresiva de la fosa triásica en la periferia de la depositación con centro en Santa Clara preferentemente, tal como puede observarse claramente en el sector entre la quebrada del Paramillo-Puesto Los Alojamientos y el cerro del Cielo. Debe recordarse al efecto que la época tafrogénica triásica ha abarcado durante el mesozoico el momento más antiguo de que se acumularon los depósitos del Fanglomerado río Mendoza y Formación Las Cabras, en diversos ambientes de la Precordillera y Cordillera Frontal limítrofe como acontece en el área de Potrerillos y Cacheuta particularmente al Sur del río Mendoza, en evidente situación paratectónica controlando las neomolasas mencionadas.

b) Edad de los procesos estructurales descriptos:

En la Precordillera la base del flysch ha sido establecido por las investigaciones de la División Geología en el tiempo post-llanvirniano por lo cual la edad de los movimientos embriotectónicos puede ser fijada incluso para el área de La Cortadera examinada en una fase pretacónica, en general.

En cuanto a la tectónica geosinclinal puede determinarse que es pos-devónica puesto que el verdadero ortoflysch no llega en el área a caracterizar el tiempo carbonífero, su posición es equivalente al lapso acádico o bretónico conforme al conocimiento que se tiene en otras áreas de la Precordillera a través de las investigaciones de muchos geólogos ampliada insistentemente en los últimos años. La fase bretónica debe considerarse la iniciadora del proceso hercínico cuyas subfases al no estar representada la molasización pertinente no pueden ser discutidas en la presente en forma analítica convenientemente. Empero movimientos asignables al diastrofismo astúrico-sudético pueden



ser admitidos en la Precordillera, particularmente en su sección occidental conforme al desarrollo de las transgresiones carbónicas bien evidenciadas por sus faunas en la provincia de San Juan sobre todo y en parte en la Cordillera Frontal de Mendoza y de aquella provincia.

La tafrogénesis es de hábito palisádico o kimmeriano antiguo. La fracturación debe haberse iniciado costáneamente con los movimientos que en otras regiones del mundo se determinan al término de la fase palatina con los movimientos pífalicos. Faltan por entero los indicios de la tectónica nevádica en este ambiente de evolución tardiohercínica por excelencia.

Las tectofacies neomolásicas del Triásico seguramente con indicios de movimientos intertriásicos tal como diferentes autores lo han sugerido reiteradamente en el estudio del comozoico de la Precordillera en los últimos lustros.

#### X. SUPERPOSICION TECTONICA NEOIDICA (Terciario)

##### 1) Referencia preliminar:

Entre las estructuras paleoídica y la neoídica media un considerable lapso geológico, al punto que sobre la neomolasa paleoídica (Triásico) se disponen las neomolosas y el vulcanismo del tiempo terciario.

El geomagnetismo y la geosedimentación neoídica se refieren al neoterciario por ser coherentes sus caracteres estructurales en un punto que presenta una tectónica de distensión más que de plegamiento de fudo a compresión debiendo por lo tanto ser referidos en conjunto al postmioceno (Borrello, 1969).

El Neógeno asoma con rocas volcánicas y sedimentarias sobre la quebrada de los Alojamientos-las Cuevas y en torno a la Pampa Fría, formando la extremidad septentrional del Cordón San Bartolo. En forma saltuaria aparecen asomos vulcaníticos más reducidos en el sector del Cordón Cortaderas, sobre el cerro Blanco, y en el Norte del área de Agua de las Cortaderas (ver mapa geológico adjunto). Afloramientos numerosos pero de escaso desarrollo se pre-

sentan en medio de las rocas filíticas de la vacuidad eugeosinclinal, que no ha sido posible su representación en la carta geológica por tal motivo.

El manto neoterciario representa una unidad en piso estructural bien definido en espacio y tiempo geológico dentro del área situada y se distingue en el sentido geotectónico por representar una entidad en marcada superposición tectónica sobre su base paleoídica consolidada.

## 2) Antecedentes generales:

En lo que respecta a las rocas sedimentarias terciarias, han sido citadas por diversos autores como del tiempo Pérmico inferior, Triásico (Rético) hasta Terciario. La primera referencia la tenemos en el trabajo de Stappenbeck (1910) donde al hablar del "Rhetico" (sic) cita a areniscas arcillosas, margas en parte sobrepuestas por andesitas, aflorantes en el faldeo oriental del Cordón del Alojamiento hasta Las Cuevas.

Para el área contigua de Santa Clara, Nesossi (1945) menciona rocas constituidas por bancos de areniscas gris, gris-amarillentas o pardo rosadas, con arcillas rojas, conformando relieves de "bad lands", asignadas por este autor al Terciario y semejantes en sus litofacies a los "Estratos Calchaqueños".

Martínez (1947) refiere a las rocas que afloran al Oeste de la quebrada del Alojamiento, bordeando las calizas, al Pérmico inferior, y bajo el nombre de "Grupo del Alojamiento". Se asientan directamente sobre el banco de arenisca yesífera morada del "Grupo Mollar-del Cielo" y se hallan constituidas por una "sucesión de capas arcillosas de tonalidad roja subida", de 400 m de espesor promedio. Equivalente en el caso según su juicio al "Grupo Montaña" de Nesossi (op. cit.). Destaca el autor, el carácter nítidamente arcilloso de este grupo, cuyo origen puede ser lagunar (sic). Todo el conjunto buza al Oeste con inclinación promedio de 30°.

En cuanto a las rocas volcánicas terciarias, han sido citadas para la comarca de estudio, por Avé-Lallemant (1890) quien las denominó "Andesitas y tobas cenozoicas", ubicadas en el contacto entre los "Esquistos Hurónicos" y el "Silurio" de su nomenclatura, en la Sierra de las Cortaderas (sic).

Stappenbeck (1910) expresa que han sido reconocidas fajas de andesitas en el cerro del Alojamiento, que pertenecen según Stieglitz al "keratófiro con cuarzo" (sic). En el cerro San Bartolo al Noroeste se hallan grandes masas de andesitas formando la Sierra Aspera; abajo aflora de vez en cuando la grauwaca (sic). Más adelante dice: "supongo que el material que forma los conglomerados espesos andesíticos y las areniscas coloradas de toba que existen alrededor de Las Cuevas, provienen de la Sierra Aspera". También menciona traquita (sic) en la vecindad del Cordón Agua del Jagüel y entre los cerrillos y el cerro Yanguín; y traquita andesítica en la mina de La Cortadera según descripción de Stieglitz.

Martínez (1947) para el sector Nordeste de nuestra zona de estudio menciona a rocas volcánicas bajo la denominación de "filón-capa de andesita hornblendífera" del tiempo Terciario superior (Oligoceno). Aflora esta secuencia entre la quebrada del Ojo de Agua (Puesto Los Alojamientos) y la quebrada de la Leña al Este del Cordón del Alojamiento, pero que se extiende a su vez hasta el Puesto Las Cuevas y Paramillos de Uspallata.

Harrington (1953) refiere al Terciario las vulcanitas del Cordón San Bartolo y Cerro Aspero y alrededores.

Con motivo del estudio del área de reserva del Plan Cordillerano (Dirección General de Fabricaciones Militares), Navarro (1968) efectuó un informe geológico sobre la zona de Paramillos Norte, ubicado en el cerro Aspero e inmediaciones, fuera de los límites de este estudio. Se destacan en este informe, amén de otras consideraciones, el detallado estudio de las vulcanitas terciarias que componen la zona de reserva y la mineralización presente. Al efecto el cerro Aspero compone un cuello volcánico (neck) desde donde se dispersaron los materiales lávicos y piroclásticos conexos de la inmediación.

Rolleri y Criado Roque (1969) refieren a este conjunto volcánico como "andesitas", sin hacer distinciones con respecto a sus componentes petrográficos o a su posición estratigráfica. Citan los autores que corresponden a las rocas del ciclo Cretácico superior a Terciario. Sus inyecciones estarían vinculadas a las distintas fases de la orogenia andina. Aceptan la divi-

sión establecida por Groeber para los distintos ciclos andesíticos, de: Chililitense, Mollilitense, Domuyolitense, Huincanlitense, Tilhuelitense y Matruilitense (estos dos últimos ya en el Cuaternario). Nuestra zona de estudio, se hallaría comprendida dentro del sector n° 5 señalado por estos autores, que abarcaría desde el Cordón de los Paramillos-Sierra de las Peñas al cerro Nevado.

### 3) Ciclo sedimentario neóidico (Terciario) - Neomolasa -

Desde el paralelo del cerro Alojamiento hacia el Sur dentro del área sometida al presente estudio las sedimentitas neóidicas referibles a facies calchaquies de probable edad estratigráfica miocénica superior o pliocénica más antigua se encuentran en el flanco oriental del Cordón del Alojamiento y sobre la quebrada del mismo nombre entre el Portezuelo del Paramillo y el de la Pampa ligados por fallas a depósitos del ciclo paleóidico de la vacuidad, flysch y neomolasa respectivamente.

Al Sur del Portezuelo de la Pampa y desde la quebrada de las Cuevas del Norte al extremo septentrional del Cordón San Bartolo, semejantes afloramientos se extienden en parte digitadamente siguiendo el lecho de la quebrada de las Cuevas y los faldeos contiguos de escaso relieve. No se localizaron otros depósitos de estas facies en el resto del área examinada.

El límite oriental de estos asomos al Este del río de las Cuevas es una falla que une a estas neomolasas con el flysch y las neomolasas paleóidicas desapareciendo hacia el poniente bajo la cobertura del vulcanismo neóidico.

Se distinguen en la naturaleza como manto sedimentario de relieve muy elaborado, generalmente del tipo "bad lands" (Lámina XXVIII, b). El rumbo general de los estratos es Norte-Sur y el buzamiento está dirigido hacia el poniente con ángulo bajo, invariablemente.

La sucesión de estos estratos está integrada por pelitas y psamitas pelíticas terrígenas, con participación de material tufítico, pero francamente arcilloso en general y de naturaleza deleznable. El color varía del casta-

ño rojizo al gris castaño, hasta amarillento verdoso claro. Observándose siempre matices y tonalidades claras.

Los depósitos de posición estratigráfica más baja son generalmente pelíticos-psamíticos y elaborados por la acción erosiva en formas redondeadas irregulares (Lámina XXIV, a). En esta sección el espesor no sobrepasa los 135 m de potencia. Por encima y en forma concordante hallanse depositados las pelitas y pelitas arenosas que encierran lechos bentoníticos lenticulares e intercalaciones y tabiques de yeso, donde aparecen algunos restos vegetales no bien conservados. El espesor de esta fracción es de unos 250 m al Sur del Puesto Los Alojamientos. Frente al Puesto Las Cuevas existe una sección equivalente a la que fue precedentemente descrita de casi 400 m de espesor, que denota las características sedimentarias semejantes al estratotipo local dominante del precedente perfil (ver cortes geológicos Lámina XXIII, C-D, G-H, I-J, K-L, y M-N).

No existe indicio alguno en el área que permita suponer caracteres sedimentológicos y pormenores estratigráficos de secciones terciarias más antiguas.

A 1,5 km al Norte del Puesto Las Cuevas, sobre la margen derecha de la quebrada homónima, se observó en medio de rocas psamíticas con abundante contenido arcilloso, de color rojo a amarillo-castaño, muy deleznales, aparentemente feldespáticas, la presencia de cuatro filones pequeños de 30 cm de espesor de rocas tobáceas de color gris claro con fenocristales de color oscuro. Hacia el Norte de esta localidad se encuentran cortando a las sedimentitas rojizas de tamaño fino, filones de yeso de 14 a 20 cm de espesor. En el caso de que lo coronen las brechas y aglomerados volcánicos de la misma edad (cf. infra), forma bardas o barrancas elevadas protegidas de la erosión. Sobre las porciones inferiores de la secuencia predomina la tonalidad rojiza que pasa luego a amarillento verdosa en su parte superior, ya en contacto con las brechas y tobas andesíticas terciarias. (Láminas XXVIII, a y b; XXIX, a)

Estas sedimentitas neomolásicas poseen numerosas concreciones de tipo calcáreo de pequeño tamaño, nunca más de 1 cm de diámetro. Fallas de esca-

so monto del tipo directo se presentan en contadas ocasiones en el desarrollo de la secuencia terciaria. El contacto con el Triásico (neomolasa neofídica) es por falla con rumbo general Norte-Sur aproximadamente y buzando  $15^{\circ}$ - $17^{\circ}$  al Oeste. Sobre la parte superior de la neomolasa triásica compuesta por areniscas rojizas moradas yesíferas y tuffíticas en parte, con erosión esferoidal, se asienta la neomolasa terciaria (1). El contacto de falla que a trechos asoma con flexura del Triásico, con convexidad al Este, puede observarse bien a 1,7 km al Sur del Puesto Las Cuevas.

Donde el drenaje converge, las sedimentitas terciarias afloran con su mayor potencia por haber sido cortados más profundamente por la erosión fluvial. Hacia el Norte y Sur de estos puntos de convergencia de drenaje (que son precisamente los Puestos de Los Alojamientos y Las Cuevas) se empiezan a acumular por efecto de la elevación del relieve y afloran solamente las partes superiores de la secuencia.

A 200 m al Oeste del Puesto Los Alojamientos en un banco de 20 cm de arcillitas moradas-rojizas, fue posible exhumar restos plantíferos (tallos) muy mal conservados, que no permitieron su clasificación genérica.

El buzamiento general de la neomolasa terciaria es de  $15^{\circ}$  a  $20^{\circ}$ , en ocasiones pasa hasta los  $30^{\circ}$ , siempre con dirección al Oeste. Con arrumbamiento meridional invariable. El espesor máximo asignado a esta secuencia neomolásica es de 420 m.

#### 4) Ciclo geomagnético (Vulcanismo neofídico):

Comprende únicamente la fase vulcanítica mesosilícica integrada por lavas en el extremo norte del Cordón San Bartolo, tobas al Oeste de los Cerriños, al Sur de la Pampa Fría y brechas, aglomerados volcánicos y tobas cristalinas al Este del Cordón del Alojamiento (ver mapa geológico). Al Norte de Agua de las Cortaderas entre dicho lugar y la quebrada de la Mina y al Oeste y Norte del cerro Cortaderas, así como inmediatamente al Norte de la junta de caminos que llevan a La Cortadera y Pampa Fría, el vulcanismo neofídico está forma-

---

(1) Como lo hiciera notar correctamente Martínez (1947)

do por lavas andesíticas.

Las bombas de los Cerrillos (en su margen occidental solamente) se caracterizan por sus variados colores, desde gris blanquecino a castaño rojizo hasta rosado, de textura fina y compacta. Pueden confundirse por su aspecto externo con las sedimentitas del Terciario descriptas en el capítulo anterior.

En cuanto a las lavas que aparecen al Sur de quebrada de las Cuevas y a partir de la Loma de los Marayes, la tonalidad es gris amarillenta a gris clara en corte fresco. Se observan claros fenocristales de minerales oscuros y blanquecinos, correspondientes a anfíboles y plagioclasas respectivamente. Constituyen toda la extremidad septentrional del Cordón San Bartolo aflorante en nuestra zona. Es muy posible que el sector del cerro Aspero (fuera del área investigada) haya sido el lugar desde donde fluyeron las lavas andesíticas que nos ocupan y que descienden abruptamente al llano de la Pampa Fría. Para el cuello extrusivo del cerro Aspero, el Plan Cordillerano (Dirección General de Fabricaciones Militares) ha citado la presencia de rocas como monzodioritas, sienitas, andesitas, andelasitas, aglomerados volcánicos andesíticos; con mineralización por soluciones hidrotermales cupro-molibdeníferas cuyo volumen se desconoce y sus manifestaciones mayores parecieran restringirse a la brecha y a rea estructural de influencia.

Evidentemente el derrame lávico andesítico ubicado en el tiempo terciario del Cordón San Bartolo, es la continuación de la gran efusividad proveniente de la Sierra de Uspallata. Su derrame se produjo sobre un relieve ya desgastado, sobre todo del flysch tipo Villavicencio, lo cual le permitió abarcar un amplio sector areal, cuyos remanentes son lo que actualmente observamos en: Loma de Los Marayes, Pampa Fría, falda oeste del Cerro Cortaderas, cumbre y alrededores del cerro Blanco de la Cortadera, y los asomos dispersos sobre la vacuidad eugeosinclinal (ver mapa geológico adjunto). En algunos sectores, los afloramientos vulcaníticos alcanzan considerable altura, v. gr. cerro Blanco con 2.816 m s.n.m. y los que recubren el contacto flysch tipo Cordón Cortaderas y la vacuidad eugeosinclinal, en la falda oeste del cerro Cortaderas.

Características salientes tiene en la comarca de estudio los afloramientos de brechas, aglomerados volcánicos y tobas en menor proporción que se presentan coronando los afloramientos neomolásicos terciarios, al Sudeste del Cordón del Alojamiento y sobre casi toda la margen occidental del cajón o quebrada de las Cuevas (ver mapa geológico adjunto).

Los asomos de estas brechas pueden ser divididos en dos secciones, por un lado la que aflora desde el Oeste del Puesto Los Alojamientos hasta el Portezuelo de la Pampa, con un largo total de 5,5 km y un ancho máximo de 1 km, a la altura justamente del portezuelo citado. Esta es el área de mayor distribución del conjunto piroclástico brechoso, y por supuesto la que presenta el mayor espesor de toda la comarca, que es de 550 m. Se proyectan en el relieve denotando los caracteres de brechas de tamaños diversos. Se ven sus clastos en medio de una matriz solidaria en absoluto en el conjunto. El tamaño de los clastos es variable entre 1, 8, 15 y 80 cm, todas las rocas son de procedencia andesítica. Son siempre angulosos a subredondeados, de variada tonalidad, desde gris amarillento, verde oscuro, rojizos, en "matriz" porfírica de color amarillo rojizo o rosado hasta violáceo y castaño claro. Se rompe en lascas de gran tamaño. Fue depositado en un relieve preformado sobre las rocas deleznales de la neomolasa terciaria.

Al Sur del Puesto Los Alojamientos, siempre en la sección de referencia, aproximadamente a 1,5 km, puede observarse la presencia de tobas en filones de considerable espesor, de color gris blanquecino con cierta estructura fluidal y notables fenocristales oscuros, algo estratificadas (ver Lámina XXX, b). Su estudio petrográfico permitió clasificarlas como tobas cristalinas andesíticas.

Todo el contacto de esta sección hacia el Oeste es una larga falla, en parte yuxtapuesto por las calizas del Cordón del Alojamiento (ver cortes geológicos, Lámina XXXII, G-H, I-J, y K-L) y siempre sobrepuesto a las sedimentitas neomolásicas terciarias; hacia el Sur el contacto se efectúa con el flysch tipo Oeste Cordón del Alojamiento (flysch negro) hasta perderse bajo los mantos de acarreo de la Pampa del Pájaro Muerto o de las Cuevas. Esta sección es la que aparece con mayor perturbación tectónica.



La otra sección que puede considerarse de los asomos piroclásticos del tipo de las brechas y aglomerados, hasta tobas intercaladas, es la que se extiende desde el Portezuelo de la Pampa hasta casi la extremidad septentrional de la Pampa Fría, formando la barda superior o cornisa de la margen occidental de la quebrada de las Cuevas. Su extensión es de 7,5 km, con ancho promedio de 200 m. Los asomos en bardas salientes citados, aparecen a trechos algo redondeados en su frente, con diversa cantidad de escalones muy característicos. En esta sección el espesor es considerablemente menor que la anterior, aquí los afloramientos de las masas brechosas fundamentalmente, poseen un espesor máximo de 100 m. Estas brechas fueron la cubierta protectora del Terciario sedimentario, que se mantiene aflorando en asomos importantes cuando se halla superpuesto por las bardas del aglomerado y brecha volcánica.

En esta última sección descripta, lo que se presenta en la naturaleza es solamente la porción inferior de toda la masa brechosa, la parte media y superior esta representada solamente en la primera sección al Este del Cordón del Alojamiento, que sería para el caso el estratotipo brechoso local. No aflora ya más al Sur del Barreal del Pájaro Muerto sobre la Pampa de las Cuevas o del Pájaro Muerto, conforme fuera dicho, por haber sido cubierto por relleno moderno y quizás por acción tectónica que por fallamiento haya permitido el hundimiento de estos asomos. Hacia el Este inmediatamente del Barreal del Pájaro Muerto se encuentra la brecha volcánica semicubierta por relleno moderno, y fueron marcados en el mapa geológico anexo directamente como cubierta cuaternaria, pero los indicios de campo son de que allí continúa la exposición del aglomerado por debajo de una delgada capa de acarreo.

El rumbo general de estas rocas piroclásticas, es siempre Norte-Sur, con ángulos de inclinación variables desde 30°-35° en la sección primeramente descripta, hasta los 15°-20° para la segunda, siempre dirigidos al Oeste.

Según las características litológicas de estas masas piroclásticas de la comarca, es posible que su presencia allí sea debida a la existencia de un cuello o neck volcánico, semejante al que se encuentra en el cerro Aspero (cf. supra), Las observaciones de campo no nos han permitido individualizarlo pero es factible que se encuentre en medio de la primera sección descripta.

Todo este vulcanismo descripto para el tiempo terciario, quizás pueda vincularse a una de las fases de la orogenia andina, incluso como perteneciente, según la clasificación de Groeber, al ciclo efusivo andesítico "Mollelitense".

El vulcanismo andesítico de la Precordillera al Norte de Mendoza en el área estudiada es de menor expansión aflorante que el que se encuentra más al Este del Paramillo de Uspallata.

#### XI. NEOTECTONICA:

##### Tectónica Plio-Cuaternaria:

La estructura neotectónica soportó al término del ciclo diastrófico respectivo una marcada deformación regional traducida en la presencia de abovedamientos y flexuras muy suaves y simples que se observan en los depósitos supra-pliocénicos en el cuadrante sudeste del área estudiada en torno a la Cordillera.

La pertinente fase neotectónica de muy escasa data geológica originó en primer término una activación del relieve neógeno y en segundo término produjo la elaboración con la formación de acarrees y depósitos de tipo psefítico, aterrazado por excelencia. De los afloramientos pertinentes que se hallan en forma dispersa, destacamos los que se encuentran al Sur de la quebrada de las Cuevas, sobre la huella que une la Pampa Fría con el Puesto Las Cuevas. Luego se propagan saltuariamente recubriendo parcialmente al Terciario, Triásico y a las distintas facies del flysch.

En el área de sus afloramientos que no es nunca muy extensa, el espesor de estos depósitos psefíticos compuestos por clastos de grauvacas, lutitas, vulcanitas diversas, arniscas rojizas, calizas, entre otras de muy variada naturaleza, cuyas proporciones de una y otra roca aumentan o disminuyen de un lugar a otro según sobre que tipo de focas se han formado. Totalizan un espesor (altura aflorante) de 9-10 m como máximo (ver Lámina XXXI, a y b). Camadas de rodados sueltos forman su techo tardío. El cemento es evidentemente calcáreo. El depósito brechoso muestra una cierta consolidación acaso debida

a la cementación calcárea más que a una cierta diagénesis eventual.

Estos depósitos asignables al Pleistoceno (s.l.) muestran plegaduras irregulares en el área estudiada. Por este motivo se observan buzamientos diversos sin líneas de rumbos axiales definidos. No obstante se han medido inclinaciones en el más diverso sentido cardinal del orden de los 23° y 30°.

No se advierte indicio alguno de falla, de manera tal que el proceso neotectónico es después de todo de alabeo sin fracturación expuesta. La cota a que ascienden estos depósitos cuaternarios oscila entre los 2.650 m y los 2.750 m s.n.m.

## XII. SOBRE LA ESTRUCTURA TECTONICA EXPUESTA:

En los capítulos precedentes del Paleóidico y del Neóidico respectivamente fueron analizados los aspectos del desarrollo estructural correspondientes al lapso Cámbrico-Triásico y al Cenozoico, habiéndose formulado diversas consideraciones en el último de los capítulos citados sobre la neotectónica. De esta manera consideramos propicio obviar los pormenores tratados para referirnos entonces de seguido al cuadro tectónico que se observa en el área estudiada.

Toda la comarca sometida a estudio para este trabajo representa la parte de un bloque sobreelevado y volcado al Oeste ligeramente, limitado al Este por la falla Santa Clara-Cerro Manantial, situada a un par de kilómetros al Este del borde oriental de la superficie abarcada por el carteo anexo. El bloque por el Oeste tiene como límite la falda del pié occidental de la Precordillera que es una de las que forman el área estructural depresiva del valle de Uspallata, y que en nuestra área estaría ubicada sobre el Barreal de la Pampa Seca.

La primera de las fallas mencionadas del lado oriental, como la de la margen opuesta tienen rumbo Norte-Sur no obstante la primera que desde Santa Clara al Cerro Manantial mantiene esa alineación ajustada en parte a la cota de 2.000 m s.n.m. se desvía en las cabeceras del río de las Peñas (Puesto El Carrizal) hacia la Loma de los Marayes; alcanza el ángulo sudeste del

área de la hoja que corresponde al presente trabajo.

Sobre el área occidental de la zona estudiada no existen sobre los accidentes paleoídicos mayormente fallas del tiempo cenozoico. La vacuidad eugeosinclinal al Oeste del cerro Cortaderas está conectada por probable plano de falla con el flysch y luego directamente hacia el poniente por debajo del acarreo de la Pampa Seca cubiertos y sin representación posible en el carteo directo. Debe considerarse al campo eugeosinclinal hasta el del flysch interno contiguo una zona tectónicamente consolidada y homogénea con todos los caracteres propios del ámbito eugeosinclinal correspondiente.

En la zona de Agua de las Cortaderas las metamorfitas de la vacuidad eugeosinclinal tienen posición vertical, evidente al Sur de la quebrada de los Pozos y otro tanto se observa más al Sur sobre los mismos depósitos hasta las proximidades del cerro Cortaderas.

Los buzamientos son opuestos en ambos faldeos del Cordón Agua del Jagüel, mediando para ello una falla longitudinal ligeramente flexionada en su rumbo.

En la parte central donde se alza el relieve controlado mayormente por el Cordón del Alojamiento y la Pampa de las Cuevas o del Pájaro Muerto, las fallas parecen ser de reactivación cenozoica dentro de un campo geológico en el que la vacuidad miogeosinclinal y el flysch tipo Oeste Cordón Alojamiento, afloran integrando en principio una estructura supuestamente para-tectónica de zona externa. Estas fallas se cierran al Norte y al Sur en las calizas de la vacuidad (ver mapa geológico adjunto), pero lo que más importa señalar es que en la reactivación el proceso ha alcanzado a desarrollarse en el Plio-Cuaternario, puesto que se yuxtaponen a la falla del Cordón del Alojamiento depósitos jóvenes del ciclo neocídico.

Las líneas de fractura son también de hábito longitudinal, andino, con marcada sinuosidad en su trazo en la superficie del terreno. Los buzamientos están dirigidos en su mayor parte hacia el Oeste con inclinaciones fuertes conforme al diseño de los cortes geológicos que se han representado en la

Lámina XXXII. El lector podrá formarse idea de la inclinación de los planos de falla hundidos hacia el poniente en la región.

Entre la zona central estudiada y la de situación más oriental, esto es al naciente del Cordón del Alojamiento por una parte y sobre la ladera oriental de la quebrada del Alojamiento y quebrada de las Cuevas por otra, nos encontramos con una zona importante desde el punto de vista de la fracturación neofidica. Las neomoladas neofidicas y los depósitos vulcaníticos de la misma data enmarcados en muros de falla evidente se conservan en una fosa longitudinal y angosta que comienza al Norte del cerro Alojamiento y termina en la Pampa Fría. Al Este, el umbral está constituido por la neomolada y el flysch paleofidico; al Oeste el alto muro de falla lo representa la vacuidad y el flysch del Cordón del Alojamiento. Al Sur del cerro Alojamiento este ambiente tectónico incluye a un remanente de flysch negro de escaso desarrollo areal. El ancho máximo de la fosa es de 1,5-2 km en la parte central. Pero más al Sur parece ensancharse considerablemente en dirección a la quebrada de las Cuevas. En cambio hacia el Norte se estrecha entre el Cordón del Alojamiento y el Portezuelo del Paramillo y entonces suprimidos los depósitos neofidicos de la fosa ésta se reduce a una cuña que pasa a la falla inversa de gran desarrollo del extremo norte del Cordón del Alojamiento a ambos lados de él están yuxtapuestos las calizas y las neomoladas paleofidicas.

La fosa tectónica del Alojamiento-quebrada de las Cuevas es un accidente tectónico comparativamente de la mayor jerarquía en el ámbito neofidico y de acuerdo a lo descripto comienza en cuña en el Norte y termina ensanchada hacia el Sur en dirección al Barral del Pájaro Muerto y quebrada de las Cuevas.

Los buzamientos están dirigidos hacia el Oeste. Las inclinaciones poco pronunciadas en el sector de la quebrada de las Cuevas del Norte aumenta gradualmente hacia el Norte donde sobrepasa el ángulo de los 25° a trechos.

La porción oriental del área estudiada constituye el zócalo del Flysch plegado durante la época bretónica o acádica con su cobertura neomolásica paleofidica (Triásico) de naturaleza tafrogénica. Es parte del bloque de falla

alzada señalada en el comienzo de este capítulo. Se observan buzamientos dispares para los estratos fuertemente plegados del flysch de Villavicencio y para las neomolasas discordantes triásicas, paratectónicas, que forman un elemento de superposición tectónica geosinclinal.

A causa de los movimientos cenozoicos es indudable que se han modificado los valores del buzamiento e inclinación de las neomolasas paleoídicas incluso. A despecho de encontrarse bancos neomolásicos triásicos en posición subhorizontal como ocurre en el ángulo formado por el río Riquiliponche y la quebrada del Alojamiento, el cuerpo general de los estratos se hunde en general al poniente con valores que oscilan entre  $5^{\circ}$  y  $30^{\circ}$ .

No se observan fallas al Este del graben de Alojamientos ni en el flysch tipo Villavicencio, ni en la neomolasa paleoídica triásica. Es importante destacar el hecho de haberse comprobado la ausencia de fallas transversales en el área investigada. Solo al Sur de la quebrada de las Cuevas la falla oriental del graben del Alojamiento toma una posición oblicua hacia el Sur en dirección a los Cerrillos de la Pampa Fría, sin que llegue a implicar con esta traza diagonal corte alguno de tipo transversal. Debe mencionarse no obstante que en Agua de las Cortaderitas, sobre el camino de acceso a la quebrada de la Montaña y Estancia Valguaraz, la disposición aflorante de las rocas paleozoicas sugiere la posibilidad de algunas pequeñas fallas oblicuas. Ello permitiría explicar el cese abrupto que tienen hacia el Norte las rocas de la vacuidad eugeosinclinal en los asomos de Agua de las Cortaderitas.

La disposición de las lavas andesíticas y tobas que al Sur de la Pampa Fría se yerguen en el extremo norte del Cordón San Bartolo es absolutamente paratectónica. Estas rocas recubren en discordancia marcada la estructura paleoídica y no están incididas por la tectónica de fallas plio-cuaternarias comprobadas en el área ni en numerosos sectores de la Precordillera de Mendoza. La dirección del empuje deformante de la estructura durante el tiempo neofidico es de Oeste a Este tal como ocurre en casi toda la zona occidental de la Precordillera del Oeste Argentino y además en su lindante estructura que al Oeste constituye el cuerpo de alta montaña de la Cordillera Frontal.

### XIII. RECURSOS MINERALES - RECURSOS HIDRICOS:

La Sierra de Uspallata y sectores contiguos, ha sido desde mucho tiempo atrás un centro de explotación minera de muy variadas características. Sobre todo se destacan, por su antigüedad, los yacimientos minerales de los Paramillos de Uspallata, que fueron explorados y explotados desde el siglo XVII por la Compañía de Jesús, para la obtención de plomo y plata. Precisamente a 13 km al Norte de esta localidad, se ubica la presente zona de estudio, que por extensión de las investigaciones mineras llevadas al efecto en los paramillos homónimos fuera reconocida por Avé-Lallemant en 1888. Este autor destacó especialmente la presencia de serpentinitas y rocas afines que podrían ser susceptibles de explotación racional. Sus triangulaciones topográficas y sus datos geológicos y mineros, fueron la base de un comienzo de tareas de ésta índole en el área de La Cortadera.

Se trata de la faja ultrabásica que se desarrolla a lo largo de 17 km aproximadamente y está compuesta por serpentinitas y masas talquíferas en lo esencial; constituye el centro minero más importante de toda la comarca de estudio. El talco se destaca como el mineral más importante sujeto a extracción. Para lo cual numerosas pertenencias han sido solicitadas desde el siglo pasado. Según el padrón de minas de la provincia de Mendoza, publicado por el Ministerio de Economía de dicha provincia, la zona estudiada comprende parte de los distritos mineros "Carrizalito", "Cortaderitas" y "Yalguarez". El talco es de color verde oscuro a gris oscuro (baja calidad comercial) y constituye un producto de transformación metasomática hidrotermal a partir de serpentinitas. Se presenta en vetas y en bolsones y por lo general en cuerpos irregulares de pocas decenas de metros de recorrido, con potencias promedio de 1-2 m.

Los laboreos de explotación son simples socavones o pequeñas galerías de escaso desarrollo y profundidad. Tienen orientación Norte-Sur, siguiendo los sectores más favorables de las masas talquíferas, sin tener mayormente en cuenta criterios de explotación racional. El trabajo se efectúa manualmente con maza y pico. Es simplemente una extracción a "pirquín". El mineral extraído es transportado en camiones hasta la estación ferroviaria de Uspallata

(F.C.G.B.). Se lo emplea en la elaboración de papeles, pinturas, en la industria de la goma y jabones; también como absorbente en la industria del aceite, en la manufactura de tejidos y en artículos farmacéuticos y de tocador.

No me fue posible contar con datos precisos sobre el volumen de mineral extraído por año. En primer lugar por las numerosas y pequeñas instalaciones, constituidas por campamentos mineros muy precarios que son desplazados de sector en sector según las conveniencias de la explotación.

Se estima que son importantes las reservas de estos depósitos, aunque tampoco fue posible obtener un dato más o menos exacto sobre existencias aprovechables. Se infiere que alcanzarían para los requerimientos del mercado interno o local. De todas maneras es de tener en cuenta que esta faja ultrabásica debería ser estudiada en forma integral en lo que se refiere a su potencial económico.

No se han podido visualizar concentraciones comerciales de asbestos, a pesar de que estos se asocian principalmente a rocas ultrabásicas, del tipo de las estudiadas.

En los padrones mineros provinciales y nacionales, podrá observarse que existen declaraciones y pertenencias de minerales metalíferos diversos en la comarca, v.gr. de oro, hierro, cobre, cosa que no pudo ser comprobada fehacientemente. Al parecer han sido solicitadas estas pertenencias declarando minerales de primera categoría inexistentes o presentes en muy reducida proporción.

En fecha reciente fue denunciado un pequeño asomo de minerales sulfáticos en la zona de La Cortadera. Nos referimos a la denominada mina "Barrera", compuesta por un simple destape a modo de calicata de exploración (ver Lámina XVIII, a) sobre una veta de 50 cm aproximadamente, de espesor y de escasos 10 m de desarrollo. El mineral es natroalunita  $(Na,K) Al_3 (SO_4)_2 (OH)_6$ , sulfato de sodio y aluminio hidratado, con una proporción aproximada de 15-20% de caolinita. Posee el mineral, color blanco, con ciertas impregnaciones de óxidos que le confieren, en ciertos sectores, tonalidades grisáceas, o rojizas suaves. Se hallan emplazados estos asomos en las sedimentitas del flysch negro



"tipo falda Oeste Cordón del Alojamiento" del tiempo Silúrico-Devónico, hasta quizás incluso Ordóvicico superior. Al parecer su origen es de relleno de grietas y fracturas, sin evidencias de haber sufrido profundas dislocaciones. Varias muestras recogidas han sido analizadas por el Dr. M. Iñiguez mediante el análisis por rayos X, en la Cátedra de Mineralogía de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, usando radiación de Cu, los que arrojaron la presencia de las variedades mineralógicas citadas.

Al respecto recordamos que en la provincia de San Juan, en sedimentos de edad equivalente, se conocen manifestaciones alumbríferas sobre todo de magnesio, en Calingasta, entre los km 127 y más allá del 146, de la ruta 20, que une la ciudad de San Juan con Barreal.

La producción de sulfatos (de aluminio sobre todo) se destina principalmente al tratamiento de aguas potables. Las necesidades del país sobre estos minerales clarificantes de aguas son muy grandes, y solamente el 3% es de aporte nacional.

La mina "Virgen de Andacollo" (mina Policcino, ver mapa geológico anexo) situada en medio de las sedimentitas terciarias, ha sido un intento de explotación de bentonita, desde hace aproximadamente diez años. Se trata de una capa de 5 m de espesor máximo, de color verde amarillento, formada por material arcilloso y partículas numerosas de material arenoso y cuarzo, que bajan su valor comercial. Se explotó este material a cielo abierto y en forma muy precaria. Existe solamente un destape a modo de pequeña galería sobre el asomo. Varias muestras han sido enviadas al laboratorio de rayos X de la Cátedra de Mineralogía de la Facultad local, donde sobre las mismas se practicó una estimación cuantitativa de los distintos minerales presentes considerando la intensidad de sus reflexiones según el método de Johns, Grim y Bradley (1954). Los difractogramas se efectuaron con un equipo Philips, usando radiación de Cu  $K_{\alpha}$  ( $\lambda = 1,54 \text{ \AA}$ ) con una velocidad de registro de 2 grados por minuto. Las muestras fueron previamente tratadas para separar la fracción menor de cuatro micrones (arcilla), con la cual se realizaron tres preparaciones orientadas sobre portaobjetos de vidrio. Se efectuaron tres diagramas de cada muestra, a saber: 1) normal o sin tratamiento; 2) glicolada; 3) calcinada

a 550° durante dos horas. Sobre estos diagramas se procedió a la identificación de los minerales de arcilla. Arrojando como resultado final la presencia de 100% de montmorillonita, lo que confirma la denominación comercial de bentonita de este mineral.

La roca es bastante untuosa al tacto y muy friable en estado seco. Aparece en medio de areniscas arcillosas rojizas, amarillentas-verdosas, con intercalaciones arcilíticas y tobáceas, y pequeñas guías de yeso. El afloramiento es irregular y discontinuo y al parecer lenticular. Es probable que provenga de la alteración del material tobáceo. Este mineral montmorillonítico es utilizado en inyección para pozos petrolíferos y en la preparación de tierras para moldeo o como substancia filtrante.

En el sector inmediato al Oeste del cerro Cortaderas, en medio de vulcanitas terciarias, se encuentra el yacimiento San Benicio, perteneciente al Plan Cordillerano (Dirección General de Fabricaciones Militares) actualmente en etapa de exploración de minerales cupríferos. Algunas manifestaciones de estos minerales han sido localizadas en recientes trabajos de cateo, lo que indujo a este organismo a incrementar las perforaciones y laboreos en la zona. Cabe destacar además, que inmediatamente al Sur de la zona de La Cortadera, se encuentra el yacimiento "Paramillos Norte" del Plan Cordillerano, emplazado también en las vulcanitas terciarias del cuello o neck volcánico del cerro Aspero. La mineralización es cupro-molibdenífera, principalmente.

En cuanto a los recursos hídricos de la zona de estudio, debemos decir que son sumamente restringidos, solamente podemos destacar las diversas aguadas y manantiales pequeños que se presentan en algunos sectores de la comarca.

Todas las manifestaciones hídricas de la zona se encuentran alojadas en las rocas que componen: la vacuidad eugeosinclinal, el flysch tipo Villavicencio, en la neomolasa terciaria y en las brechas volcánicas de la misma época.

Los pobladores del Puesto Las Cuevas, se surten de un pequeño manan-

tial cercano situado a 150 m en dirección al Sur. Está ubicado justo en el contacto entre la brecha volcánica y las sedimentitas terciarias. El agua de este manantial es llevada por canalizaciones precarias, efectuadas por los pobladores, hasta las inmediaciones del puesto. Es acumulada asimismo en ojo de agua en otro sector para el consumo de los animales.

Por su parte, los habitantes del Puesto Los Alojamientos, poseen otro manantial cercano, situado a escasos 100 m al Oeste del puesto, justamente en la quebrada denominada "del ojo de Agua". También por canalización artificial simple es llevada a las cercanías de las casas y acumulada en amplio pozo para el consumo de los animales.

Otros reducidos asomos de "aguadas" y manantiales han sido observados en medio del flysch tipo Villavicencio, sobre todo en la quebrada del río Riquiliponche. En las manifestaciones hídricas citadas se presenta en forma casi invariable la "Cortadera".

Numerosas aguadas que reciben los nombres de: Agua de las Cortaderitas, Agua de los Pozos, Agua de las Cortaderas de los Pozos, Agua de las Cortaderas, Agua de las Minas, se presentan sobre las masas filíticas de la vacuidad eugeosinclinal. En parte son utilizadas por las precarias instalaciones mineras que allí se asientan para la explotación del talco.

#### XIV. LINEAS GEOMORFOLOGICAS DEL AREA DE ESTUDIO:

Obviamente los diversos rasgos del relieve de la zona de La Cortadera, son en su conjunto el producto de causas interdependientes diversas. Su aspecto geomórfico actual y la distribución de los elementos topográficos están supeditados por una parte a la estructura geológica y por otra a los agentes erosivos que han intervenido en su formación y a la duración del tiempo en que ésta acción fue ejercida.

Al describir la composición geológica y la estructura tectónica expuesta ya hemos expresado que La Cortadera y sus alrededores, compone al efecto un gran bloque sobreelevado ascendido diferencialmente y limitado por fallas

meridianas de gran recorrido y extensivas fuera del área casi en forma regional.

Sobre ésta expresión topográfica mayor se desarrollan elementos geomorfológicos de formas positivas, negativas, destructivas y constructivas en concordancia con la composición litológica imperante en cada localidad y con los agentes erosivos actuantes. Estos agentes son dos, uno de desintegración, socavamiento y transporte por el viento y otro de degradación, transporte y depósito intermitente ejecutado por la acción erosiva de los cursos de agua, de inundaciones y corrientes que afectan zonas irregularmente distribuidas.

El accidente geomórfico más destacado del área lo constituye el Cordón del Alojamiento, elevado macizo de casi 3.000 m s.n.m. de altura promedio. Presenta ciertas características de montaña en bloque, con una escarpa abrupta hacia el Este y otra más suave al Oeste. Su elevación es debida a fallamiento por un lado y a su composición calcárea compacta, por otro. Aparece en el relieve como verdadera "montaña residual" por encima de una llanura de denudación árida, con valles transversales que lo cruzan a lo largo de su recorrido. Hacia su flanco occidental se desarrolló un pedimento amplio constituido por la Pampa de los Pozos, como producto de lavado de las aguas corrientes, ayudado a su vez por arrastre eólico de los derrubios más finos. Es una llanura ligeramente inclinada al Oeste y con desagües de cursos tronzados.

Hacia el Sur del Cordón del Alojamiento, específicamente en la Pampa de las Cuevas o del Pájaro Muerto, observamos claramente que entre dos flancos sobreelevados constituidos por el cordón calizo del cerro Blanco al Oeste y la parte superior de la quebrada de las Cuevas por el Este, se ha formado una "cuenca" constituida por pedimentos hacia los laterales elevados, en parte revestidos por una delgada capa de derrubios y una parte central de acumulación y drenaje centripeto, donde se ha formado el Barreal del Pájaro Muerto, con depositación de material limo-arcilloso predominante. Cosa que no ha ocurrido en la Pampa de los Pozos, por su pendiente al Oeste, con desagüe bien desarrollado en ese sentido.

El cerro del Cielo de 3.245 m s.n.m. le sigue en magnitud de rele-

vancia topográfica. Constituye la altura máxima del área de estudio, formada por una montaña en forma de cono, truncado cerca de su cúspide. En efecto, esta elevación está terminada en una superficie plana de poco desarrollo, compuesta por capas subhorizontales del Triásico. Desde ésta platea nacen varias quebradas profundas con perfil en V, con dirección al río Riquiliponche principalmente.

Desde el Cordón de las Cortaderas hasta la quebrada Agua de las Cortaderitas (últimas estribaciones del Cordón del Peñasco); se presenta una asociación geomórfica en su mayor parte sobre rocas psamíticas y pelíticas en ritmo bandeado que han sufrido efectos de metamorfismo evidente. Constituyen un relieve amplio de 2.700 m de altura promedio. Se destacan formas aserradas de sus cerros, debidos a la erosión diferencial sobre las rocas de grano fino y grueso, respectivamente. Por lo demás el panorama de este cordón es de suaves pendientes, sin desniveles pronunciados.

En la quebrada de las Cuevas y su continuación en la quebrada del Alojamiento, se desarrolló por una parte una verdadera escarpa de erosión fluvial o "cuesta". Los estratos terciarios componen la mayor parte de este relieve, a veces en contacto con el Triásico. Estratos de dureza variada, inclinados bajo ángulos menores a los 20° al Oeste componen esta escarpa, que posee una ladera empinada hacia el Este, que es la cara o frente de la misma y otra ladera de descenso suave hacia occidente. Las brechas y aglomerados volcánicos que coronan la secuencia terciaria han servido de elementos protectores de los estratos neomolásicos terciarios infrayacentes, mucho más deleznales dada su composición arcillo-arenosa. A la altura de los puestos Las Cuevas y Los Alojamientos el drenaje que proviene del Norte y del Sur converge y se dirige al Este por la quebrada del Salto y por la del río Riquiliponche, respectivamente. Esto ha sido causa de que las alturas mayores de la escarpa de erosión o "cuesta" se encuentren precisamente en estos lugares. Donde la acción erosiva es considerablemente mayor.

Hacia el Nornoroeste del Portezuelo de la Pampa, pasamos dentro de las mismas características apuntadas para la quebrada de las Cuevas-quebrada del Alojamiento, a un accidente morfológico constituido exclusivamente por el

aglomerado y brecha volcánica (con tobas en parte) del tiempo terciario, que con mayor buzamiento con respecto a los asomos de la quebrada de las Cuevas, constituye una escarpa, pero con ángulos de inclinación aproximadamente iguales en sus dos márgenes. El lado correspondiente al frente de la cuesta es más abrupto y la espalda es más o menos paralela a la estratificación, formando verdaderos "hog backs" (ver Lámina XXX, b).

Un panorama mesetiforme muy distinto se presenta sobre casi todo el flanco oriental de la zona de estudio, a partir del cerro del Cielo hasta el Cordón San Bartolo. Estas "pampas" o "mesetas" están cortadas por profundos valles destructivos en forma de V, con laderas abruptas y en parte con recorrido sinuoso a causa de la composición litológica esencialmente rítmica psamítica-palítica del flysch Villavicencio, sobre el que se desarrollan. La quebrada del Salto, la del Camino y la del río Riquiliponche, son los ejemplos más conspicuos de la acción erosiva de las corrientes torrenciales que se canalizan hacia el Este.

Las extrusiones terciarias del extremo septentrional del Cordón San Bartolo y sus alrededores inmediatos, contribuyen a complicar el panorama geomorfológico del Sur del área de estudio. Su relieve fundamental es de cumbres afiladas y prominentes, propio de un área de efusiones volcánicas derramadas sobre un relieve antiguo.

Hacia el sector occidental, con predominio de rocas filíticas de la vacuidad eugeosinclinal con cuerpos ultrabásicos numerosos, incluidos, se ha formado un paisaje de colinas y sierras destructivas. Se trata de las formas topográficas en saliente que deben su existencia a la erosión diferencial, por un lado, con erosión profunda sobre las rocas filíticas que rodean a los cuerpos ultrabásicos y una acción erosiva menos marcada, por otro, sobre estos cuerpos, que llegan a configurar un panorama de protuberancias que emergen notablemente por su desarrollo y color oscuro. Quedan así como verdaderos testigos o "monadnocks" salientes sobre una "llanura" filítica.

Por último como elemento geomórfico destacable mencionamos el relieve "bad lands" que se presenta sobre los estratos neomolásicos del Terciario

Abundan allí las pequeñas barrancas y divisorias, que dan una topografía seccionada muy difícil de transitar.

#### XV. SINTESIS DE LA HISTORIA GEOLOGICA DEL AREA ESTUDIADA:

Al término de la consolidación precámbrica la estructura protoídea de las Sierras Pampeanas retornó por regeneración tectónica a la subsidencia geosinclinal. Desde el centro de Mendoza y San Juan hacia el poniente un ortogeosinclinal se desarrolló a partir del tiempo paleocámbrico y duró su historia hasta la finalización del tiempo triásico. Dentro de estos límites estratigráficos la Era Tectónica Paleóidea erigió en el Oeste Argentino las cadenas de la actual Cordillera Frontal y Precordillera. La primera representa el campo eugeosinclinal, pliomagnético, la segunda el miogeosinclinal con un borde eugeosinclinal en su flanco occidental.

En la comarca de La Cortadera el eugeosinclinal y el miogeosinclinal tuvieron un desenvolvimiento manifiesto y perduraron, a través de las correlaciones extensivas efectuadas, el período de tiempo que media entre el Cámbrico inferior y el Llanvirniano. En el transcurso del mismo se acumularon depósitos pelíticos y calcáreos que representan sucesivamente a un eu y un miogeosinclinal (vacuidad). Ambos tienen un intermedio campo de transfacies en el centro del área estudiada.

Los movimientos embrionarios pretacónicos, tensionales, precursores que dieron finalización al período de la vacuidad, cerrando así la fase sedimentaria del primer tectonotema, crearon anticipadamente brechas en la faja calcárea miogeosinclinal y luego actuaron sobre la depositación del flysch accionando la mecánica que produjo la formación de los bloques durante la olistolitización. Mientras tanto en la zona interna la vacuidad había recibido el acopio ofiolítico, transformado en serpentinitas ulteriormente donde se generaron depósitos de talco por la vía hidrotermal.

El ortogeosinclinal representó desde entonces al naciente piso estructural inferior, seguido por las masas clásticas del flysch a partir del

Llandeilo-Caradoc y hasta el Devónico medio, inclusive. Las variedades de los tipos flyschoides que existen en La Cortadera atestiguan ámbitos paleogeográficos variados, controlados por el relieve que engendró la embriotectónica a su tiempo. El flysch olistolítico en el sector central del área del presente estudio, configura la expansión de una dorsal generatriz de bloques, comparable a la de otros tramos iguales de la Precordillera miogeosinclinal calcárea.

La tectónica geosinclinal, o principal, asignable a los movimientos de la fase bretónica o acádica, cambió por entero el régimen de la historia geotectónica que se describe. La vacuidad y el flysch, éste último ya como piso estructural medio, fueron intensamente plegados y hendidos por fallas. La zona de unión mio-eugeosinclinal en el centro del área investigada revelaría condiciones de posibles estructuras paraautóctonas con desplazamientos de pequeños bloques de leve trayectoria areal. La tectónica geosinclinal aludida puso término al régimen de la subsidencia en toda el área investigada. Por ello la tectogénesis, acabó tras el comienzo de semejante diastrofismo, que en la Cordillera Frontal trajo aparejado la aparición del plutonismo granodiorítico-tonalítico de hábito sinorogénico. La misma tectónica geosinclinal fue responsable de la sobreelevación regional en toda la comarca de La Cortadera. A causa de esto la estructura, rodeada de ambientes de cuenca, no experimentó recubrimiento molásico alguno y faltan en consecuencia los mantos clásticos pertinentes que atestiguan en áreas vecinas de la Precordillera el desarrollo de la orogénesis.

No obstante sobre el borde sudoeste del área tratada se encuentran remanentes igneos que documentan al secuevulcanismo riolítico (Formación Choyoy), por lo menos en un estrecho sector. Se trata de las mismas vulcanitas ignimbríticas en lo esencial, que más al Oeste son la más grande expresión del pliomagnetismo de zona axial en el cuerpo de alta montaña de la Cordillera Frontal. Es muy probable que este secuevulcanismo ácido configure al tiempo pérmico en la inmediación.

La tectónica postgeosinclinal palatino-pfalzica, o tardiohercínica, abrió las fajas tafrogenéticas que desde el Sur de la Precordillera de San Juan penetran, por traslape, en el área de La Cortadera. Masas clásticas diversas



testimonian al llamado Triásico. Estos depósitos pertenecen al tectonotema IV y constituyen el piso estructural terminal, dispuesto transgresivamente sobre los elementos de la tectogénesis que en su mayor parte están representados debajo de su cobertura por el flysch de la facies de Villavicencio.

En el paramillo de Uspallata a la neomolasa paleoídica (Triásico) se le vinculan los derrames lávicos basálticos del finivulcanismo paleoídico que cierran la serie de episodios que dieron marco geotectónico a la estructura de la Precordillera.

La consolidación paleoídica -cuyana- fue determinada en consecuencia por el diastrofismo de fase palisádica (eokimeriana). No se conocen en el área depósitos secundarios posteriores del Eomesozoico. Por ésta razón es vastísimo el hiato que media entre la cadena paleoídica y su cobertura cenozoica comprendida en la Era Tectónica Neoídica.

El Terciario, formado por sedimentitas terrígenas del todo neomolásico, común a las "facies calchaquíes" y rocas volcánicas mesosilíceas, muestran una evidente superposición tectónica, en cuya base se advierten los indicios de un diastrofismo pizenaico lávico. Sin embargo la tectónica que deformó al conjunto de fecha neogénica es de fase rodánica, sin duda y tiene como control un régimen de fallas longitudinales (andinas).

La última parte del tectonismo está impresa en las plegaduras suaves de los depósitos terrazados de data cuaternaria que se observan en algunos sectores del Sudeste de la zona de La Cortadera. Todo lo cual evidencia un dispositivo de ajuste estructural en la región durante el Pleistoceno. Semejante carácter hace que dentro de los límites del área abarcada para los fines del presente estudio haya un marco geotectónico indiscutible que sirve de complemento al desarrollo geotectónico de esta porción de la Precordillera del Norte de Mendoza.

Al presente la estructura montañosa estudiada como el resto de la cadena andina a la que pertenece por efectos póstumos de índole estructural se halla en epirogénesis de ascenso y en relación con fenómenos generales del tipo del plegamiento de fondo, en extensión.

XVI. CONCLUSIONES:

Los resultados generales que extraen de la investigación geológica sistemática llevada a cabo en el área de La Cortadera y sus alrededores inmediatos son en lo esencial de índole geotectónica y puede en síntesis expresarse como conclusión en los términos que siguen:

- 1) La comarca examinada pertenece al dominio ortogeosinclinal del tiempo paleoídico y comprende en el sector occidental de la Precordillera del Norte de Mendoza el campo de expansión del miogeosinclinal al eugeosinclinal.
- 2) Las series sedimentarias que atestiguan el proceso pertinente de acumulación en vacuidad (pelítica-carbonática) coinciden con la expansión de las zonas internas y externas de carácter geosinclinal.
- 3) El flysch y las neomolasses se superponen en las secuencias de la evolución tecto-orogénica. El más llamativo flysch en la facies de Villavicencio consiste en un claro ortoflysch.
- 4) El magmatismo ofiolítico y el secuevulcanismo son de régimen geosinclinal.
- 5) La tectónica paleoídica fundamental es de ciclo hercínico, iniciada con movimientos bretónicos. La historia estructural comprendió antes el diastrofismo pretacónico y finalmente deformaciones corticales tardiohercínicas -eokimerianas.
- 6) En superposición tectónica recubre el campo paleoídico la secuencia de rocas sedimentario-vulcanógena neoídicas asignables al Terciario superior. El Cuaternario se compone de depósitos terrazados deformados por plegaduras pos-rodánicas evidenciando trances tardíos de hábito neotectónico.

LISTA DE OBRAS CITADAS EN EL TEXTO

- AMOS, A. J. (1954) Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan). Rev. Asoc. Geol. Arg., IX, (1), p. 5.
- AMOS, A.J. y MARCHESI, H.G. (1965) Acerca de una nueva interpretación de la estructura del Carbónífero en la Ciénaga del Medio, Estancia Leoncito, Sud de Barreal, San Juan. Rev. Asoc. Geol. Arg., XX, (2), p. 263.
- AMOS, A.J. y ROLLERI, E.O. (1965) El Carbónico marino en el Valle de Calingasta-Uspallata (San Juan, Mendoza). Bol. Inf. Petrol. (368). Bs. Aires.
- ANGELELLI, V. y TRELLES, R.A. (1938) Las alambreras de Rodeo y Barreal y los sulfatos de hierro de La Alecaparrosa (Prov. San Juan). Bol. O.S.N., II, (8), p.139; (9), p. 264; (10), p.380.
- APARICIO, E. et al. (1956) Descripción geológica de la Hoja 23 e-Mendoza. Dir. Nac. Geol. Min. Inf. Inédito.
- ARGAND, E. (1916) Sur l'Arc des Alpes occidentales. Eclog. Geol. Helv., 14, p. 145.
- ARGAND, E. (1920) Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. Act. Soc. Helv. Sci. Nat., 101, (2), p. 15.
- AUBOUIN, J. (1957) Un profil tectonique d'ensemble de la Grèce septentrionale moyenne. Bull. Soc. Geol. France, 7, (6), p. 1135.
- AUBOUIN, J. (1959) A propos d'un centenaire: les aventures de la notion de géosynclinal. Rev. Geograph. Phys. Géol. Dyn., II, (2), p. 135.
- AUBOUIN, J. (1965) Geosynclines. Elsevier
- AUBOUIN, J. et BORRELLO, A.V. (1966) Chaines andines et chaines alpines: Regard sur la geologie de la Cordillere des Andes au parallele de l'Argentine moyenne. Bull. Soc. Geol. France. VIII, p. 1050. Traduc. español en An. Com. Invest. Cient. Prov. Bs. Aires.
- AVE-LALLEMANT, G. (1890) Estudios mineros en la Provincia de Mendoza. La parte septentrional de la Sierra de Uspallata. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XII
- AVE-LALLEMANT, G. (1892) Observaciones geológicas sobre el mapa del Departamento de Las Heras. An. Mus. La Plata, Secc. Geol. Miner., I, p. 1.
- BENED, E. (1956) Accumuli terziari da risedimentazione (Olistostroma) nell'Apennino centrale e franesottomarine. Boll. Serv. Geol. Italia, 78, p. 291.
- BODENBENDER, G. (1897) Devono y Gondwana en la República Argentina. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XV.

- BODENBENDER, G. (1902) Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan y de Mendoza y de las Sierras Centrales de la República Argentina. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XVII, p. 203.
- BOGDANOFF, A.H. (1963) Sur le terme "Etage Structural". Rev. Geograph. Phys. Geol. Dyn., V, p.245.
- BORDAS, A.F. (1944) Peces triásicos de la Quebrada de Santa Clara. Physis, XIX, p. 453.
- BORRELLO, A.V. (1942) Estratigrafía y tectónica del Triásico Retiense en los alrededores de Potrerillos (Prov. de Mendoza). Tesis Museo La Plata.
- BORRELLO, A.V. (1956) Recursos minerales de la República Argentina. III. Combustibles Sólidos Minerales. Inst. Nac. Invest. Cienc. Nat. Mus. Arg. "B. Rivadavia", Cienc. Geol., V.
- BORRELLO, A.V. (1962) Fanglomerado Río Mendoza (Triásico-Prov. de Mendoza). Not. Com. Invest. Cient., I, (3).
- BORRELLO, A.V. (1963) Caracteres del magmatismo geosinclinal. Physis, Soc. Arg. Cienc. Nat., XXIV, (67), p. 161.
- BORRELLO, A.V. (1963 a) Elementos del magmatismo simaico en la evolución de la secuencia geosinclinal de la Precordillera. Inst. Nac. Invest. Cien. Nat. Mus. Arg. "B. Rivadavia", I, (19).
- BORRELLO, A.V. (1965) Sistemática Estructural Sedimentaria en los procesos de la Orogénesis. An. Com. Invest. Cient. Prov. Bs. Aires, VI, p. 65.
- BORRELLO, A.V. (1967) Estado actual del conocimiento geológico del flysch en la Argentina. Rev. Mus. La Plata (N. Ser.), VI, p. 125.
- BORRELLO, A.V. (1969) Los Geosinclinales de la Argentina. Anal. Dir. Nac. Geol. y Minería, XIV.
- BORRELLO, A.V. (1969 a) Embriotectónica y tectónica tensional su importancia en la evolución estructural de la Precordillera. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, (1), p. 5.
- BORRELLO, A.V. (1969 b) El flysch paleoóidico de Mendoza. Cuartas Jorn. Geol. Arg., I, p.75.
- BORRELLO, A.V. (1969 c) Flysch en la faja orogénica de los andes argentinos. XXIII Congr. Geol. Intern. Praga. Sec. 3, p. 235.
- BORRELLO, A.V. (1969 d) The Cambrian of South America. Sistemas Geológicos (Capítulo). Londres (en prensa).
- BORRELLO, A.V. (1970) Les Olistolithes du flysch paléozoïque de l'Argentine. Bull. Soc. Geol. France. XI, (7), p. 552.
- BOUMA, A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier.

- BRACACCINI, O. (1946) Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina. Bol. Inf. Petrol. XXIII, (258), p. 81.
- BRACACCINI, O. (1950) Investigaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Bol. Inf. Petrol. XXVII, (301), p. 1.
- BRACKEBUSCH, L. (1891) Mapa geológico del interior de la República Argentina. Gotha.
- BRUNN, J.H. (1956) Etude geologique du Pinde Septentrional et de la Macédoine occidentale. Ann. Geol. Pays Helleniques, VII, p.1. Grecia.
- BRUNN, J.H. (1960) Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn. S 2, III, p. 115.
- BUENANUEVA, J. (1949) Contribución al conocimiento de la petrografía de los alrededores de Uspallata. Tesis Museo La Plata.
- BURMEISTER, H. (1861) Reise in die La Plata Staaten. Halle, 2t.
- BURMEISTER, H. (1876) Description Physique de la Republique Argentine. Paris
- CABRERA, A. (1953) Fitogeografía de la Argentina.
- CAMINOS, R. (1965) Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Arg., XX, (3), p.251.
- COSENTINO, J.M. (1968) Contribución al conocimiento geológico del Cordón de Bonilla (Uspallata-Mendoza). Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIII, (1), p.21.
- CHIOZZA, E. y DOMSELAAR, A. (1958) Climatología. La Argentina Suma de Geografía, II, p.
- DARWIN, CH. (1876) Geological Observations in South America. London.
- DE ROMER, H.S. (1964) Sobre la geología de la zona de "El Choique entre el Cordón de los Parallones y el Cordón de Bonilla, Quebrada de Santa Elena, Uspallata (Provincia de Mendoza). Rev. Asoc. Geol. Arg., XIX, (1), p. 9.
- DIVISION GEOLOGIA (1970) Carta Tectónica del Oeste Argentino. F.C.N.y M. (La Plata) Inéd.
- DESSANTI, R.N. (1942) Informe geológico de la zona del Cerro de la Cal, río de las Peñas y El Borbollón. YPF, Gerencia de Exploración. Inéd.
- DESSANTI, R.N. (1945) Sobre el hallazgo del Carbónico marino en el arroyo Imperial de la Sierra Pintada (San Rafael, provincia de Mendoza). Notas Mus. La Plata, X, (42).

- DESSANTI, R.N. (1956) Descripción geológica de la Hoja 27c-Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). Bol. Dir. Nac. Geol. Min. (85).
- DESSANTI, R. N. y CAMINOS, R. (1967) Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, próximas a Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXII, (2), p. 135.
- DUBERTRET, L. (1937) Sur la constitution et la g n se des roches vertes syriennes. Compt. Rend., 204, p. 1663
- DZULYNSKI, S. y SMITH, A.J. (1964) Flysch facies. Ann. Soc. Geol. Pologne. (34), p. 245.
- DZULYNSKI, S. y WALTON, E.K. (1965) Sedimentology features of flysch and greywackes. Elsevier.
- FOSSA MANCINI, E. (1943) Supuestos vestigios de glaciaciones paleozoicas en la Argentina. Rev. Mus. La Plata (N. Ser.) I, (Sec. Geol.), p.347.
- FLORES, M.A. y ORTIZ, A. (1964) Estratigrafía del Grupo de las Cabras, entre el río seco de las Peñas, Puesto Las Cuevas y Quebrada de la Vaca. (Departamento Las Heras, Prov. Mendoza). YPF, Gerencia de Exploración. Inéd.
- FURQUE, G. (1963) Descripción geológica de la Hoja 17b-Cuandacol, Provincia de La Rioja. Bol. Dir. Nac. Geol. Min. (92).
- GARCIA, E. (1951) Contribución al conocimiento de la Precordillera mendocina. GAEA, Soc. Arg. Est. Geogr., XV, Sem. de Geog.
- GARCIA, E. (1956) Informe sobre la Hoja geológica 22c-Río Acequi n (Mendoza). YPF, Gerencia de Exploración. Inéd.
- GOLLAN, J.S. (1958) Zoogeografía. in La Argentina Suma de Geografía, III, (3), p.211. Ed. Peuser.
- GONZALEZ DIAZ, E. (1955) El Paleozoico y las intrusiones plutónicas en los contrafuertes nororientales del Cordón del Portillo (Mendoza). Tesis Museo La Plata.
- GONZALEZ DIAZ, E. (1957) Estructuras del basamento y del Neopaleozoico en los contrafuertes nord-orientales del Cordón del Portillo, Provincia de Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Arg., XII, (3), p. 68.
- GROEBER, P. (1937) Datos geológicos de la provincia de Mendoza. in Aguas Min. Rep. Arg. Minist. In. Com. Nac. Climatología, VII, p. 39.
- GROEBER, P. (1939) Mapa geológico de Mendoza. Physis, XIV, p.171.
- GROEBER, P. y STIPANICIC, P. (1953) Triásico. in Geogr. Rep. Arg., II, 1a. parte, Mesozoico. GAEA, p. 9.
- HARRINGTON, H.J. (1941) Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza. Bol. Dir. Nac. Geol. Min., (49).
- HARRINGTON, H.J. (1953) Descripción geológica de la Hoja 22c-Ramblón

- (Prov. de Mendoza y San Juan). Dir. Nac. Geol. y Min. Inf. Inéd.
- HARRINGTON, H.J. y LEANZA, A. (1948) Paleontología del Paleozoico inferior de la Argentina. I. Las faunas del Cámbrico medio de San Juan. Rev. Mus. La Plata (N.Ser.), II, Paleont. (11), p. 207.
- HARRINGTON, H.J. y LEANZA, A. (1957) Ordovician trilobites of Argentina. Sp. Public. Dep. Geol. Univ. Kansas, I, Lawrence.
- HEIM, A. (1948) Observaciones tectónicas en La Rinconada, Precordillera de San Juan. Bol. Dir. Nac. Geol. Min., (64).
- HEIM, A. (1952) Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Rev. Asoc. Geol. Arg., VII, p. 11
- KAYSER, E. (1876) Ueber Primordiale und Untersilurische Fossilien aus der Argentinischen Republik. Paleontograph. Suppl., III, (2), p. 1.
- KEIDEL, J. (1939) Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la Sierra de Uspallata (Provincia de Mendoza). Physis, XIV, (46), p. 3
- KOBAYASHI, T. (1937) The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. Fac. Sc. Imp. Univ. Tokyo, Sect. II. IV, (4), p. 368. Tokio.
- LEMOINE, M. (1955) Note preliminaire sur le mode de gisement de certains ophiolites des schistes lustrés de Queyras (Hautes-Alpes). Comp. Rend. Soc. Geol. France (1955), p. 94.
- LEMOINE, M. (1960) Esquisse d'une representation de la paleogeographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (transversale de Briançon et du Queyras). Comp. Rend. Soc. Geol. France (1960), p. 102.
- LOMBARD, A. (1956) Geologie Sedimentaire. Masson, Paris.
- LOWELL, J.D. (1960) Ordovician miogeosynclinal margin in Central Nevada. XXI Cong. Geol. Intern., VII, p.7.
- MARCHETTI, M. (1957) The occurrence of slide and flowage materials (olistostromes) in Tertiary of Sicily. XX Cong. Geol. Int. Mexico, 1956, sec. V, I, p. 209.
- MARTINEZ, L. (1947) Estudio geológico, tectónico y estratigráfico de la región de la Quebrada de la Montaña Superior y Sierra del Alojamiento, norte de Mendoza. Tesis Museo La Plata.
- NESOSI, D.A. (1945) Contribución al conocimiento geológico de Santa Clara (Provincias de Mendoza y San Juan) zona limítrofe. Tesis Museo La Plata.
- NUÑEZ, E. (1962) Sobre la presencia del Paleozoico inferior fosilífero en el Bloque de San Rafael. Prim. Jorn. Geol. Arg., II, p. 185, Bs. Aires.



- PADULA, E.; ROLLERI, E.; MINGRAM, A.; CRIADO ROQUE, P.; FLORES, M. y BALDIS, B. (1967) Devonian of Argentina. Int. Symp. Dev. System, II, Proceed. Calgary.
- PETTILJOHN, F.J. (1963) Rocas Sedimentarias. Trad. Eudeba. Bs. Aires.
- POLANSKI, J. (1954) Contribución al conocimiento y a la sistemática del englazamiento actual de la Alta Cordillera de Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Arg., IX, (2),
- POLANSKI, J. (1958) El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Arg., XII, (3), p. 165.
- POLANSKI, J. (1964) Descripción geológica de la Hoja 26c-La Tosca, (Provincia de Mendoza). Bol. Dir. Nac. Geol. y Min. (101). Inf. Inéd. 1954.
- POLANSKI, J. (1964 a) Descripción geológica de la Hoja 25a-Volcán San José (Provincia de Mendoza). Bol. Dir. Nac. Geol. y Min. (98).
- ROLLERI, E.O. (1950) Relevamiento geológico de la Hoja 23c Mendoza. YPF, Gerencia de Exploración. Inédito.
- ROLLERI, E.O. (1950 a) Relevamiento geológico de la Hoja 22 b Yalguaraz. YPF, Gerencia de Exploración. Inédito.
- ROLLERI, E.O. y BALDIS, B. (1967) Paleogeographic and distribution of Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera. 1er. Symp. Int. Estrat. y Paleont. del Condonana. Mar del Plata.
- ROLLERI, E.O. y CRIADO ROQUE, P. (1968) La cuenca triásica del Norte de Mendoza. Terc. Jorn. Geol. Arg., I, p. 1.
- ROLLERI, E.O. y CRIADO ROQUE, P. (1969) Geología de la Provincia de Mendoza. Cuartas Jorn. Geol. Arg., II, p. 1.
- ROUTHIER, P. (1953) Etude geologique du versant occidental de la Nouvelle-Caledonie entre le col de Bohem et la jointe d'Arama. Mem. Soc. Geol. France, (67), p. 1.
- SCALABRINI ORTIZ, J.; AMOS, A. y QUARTINO, B. (1969) El anticlinorio de Las Cabeceras: estructura y significado de su litología (Estancia El Leoncito) Barreal, Prov. San Juan, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, (2), p. 132.
- STAPPENBECK, R. (1910) La Precordillera de San Juan y Mendoza. An. Min. Agric., Sec. Geol., IV, (3), p. 3.
- STAPPENBECK, R. (1917) Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata. Anal. Min. Agric., XII, (1).
- STELZNER, A. (1876-78) Beitrag zur geologie un Paleontologie der Argentinischen Republik. Kassel. Berlin. (1885).
- STIEGLITZ, O. (1914) Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pié de Palo. Min. Agric. Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrol. Bol. 10, Ser. B.
- STILLER, H. (1924) Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Borntraeger. Berlin.

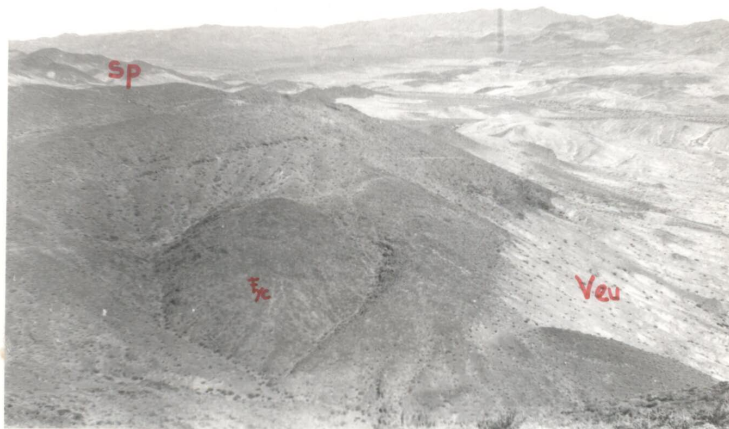


- STILLIE, H. (1940) Einführung in den Bau Amerikas. Borntraeger, Berlin.
- STIPANICIC, P.N. (1967) Consideraciones sobre las edades de algunas fases magnéticas del Neopaleozoico y Mesozoico. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXII, (2), p. 101.
- STIPANICIC, P.N. (1967 a) Las sucesiones triásicas argentinas. 1er. Simposio Int. Estrat. Paleont. del Gondwana. IUGS Bs. Aires, p. 1121.
- STIPANICIC, P.N. y LINARES, E. (1969) Edades radiométricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XLVII, (Entrega 1a.), p. 51.
- TURNER, F. y VERHOOGEN, J. (1968) Petrología ígnea y metamórfica. Omega.
- VASSOEVITCH, N.B. (1948) Le flysch et les méthodes de son étude. Leningrad. Gostopkhizdat. (Trad. franc. BRGM, París).
- VILLAR, L.M. (1969) El complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, Prov. de Mendoza, Rep. Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, (3), p. 223.
- VILLAR, L.M. (1969 a) Petrogénesis del complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, Mendoza, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, (1), p. 87.
- VUAGNAT, M. (1952) Le rôle des anciennes coulées volcaniques sous-marines dans les anciennes chaînes de montagnes. XIX Cong. Géol. Int. Comp. Rend. (17), p. 53.
- ZARDINI, R. (1955) Cuerpos ígneos ultrabásicos de los alrededores del Refugio Militar Coronel de la Plaza, Santa Clara, Mendoza. Tesis Museo La Plata.
- ZARDINI, R. (1958) Serpentinitas del río de las Tunas, Cuchilla de Yalguaraz, Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Arg., XIII, (2), p. 67.
- ZARDINI, R. (1960) Esquisto talco-actinolítico en la mina "Sol de Mayo" (Mendoza). Rev. Asoc. Geol. Arg., XV, (3-4), p. 181.
- ZARDINI, R. (1961) Serpentinitas de la mina "La Mendocina", Uspallata (Mendoza). Rev. Asoc. Geol. Arg., XV, (1-2), p. 43.
- ZARDINI, R. (1962) Significado geológico de las serpentinitas de Mendoza. Prim. Jorn. Geol. Arg., II, p. 437.
- WEGMANN, C.E. (1935) Über einige Fragen der Tiefentektonik. Geol. Rundschau, (26), p. 448.
- WYLLIE, P.J. (1967) Ultramafic and related rocks. John Wiley.

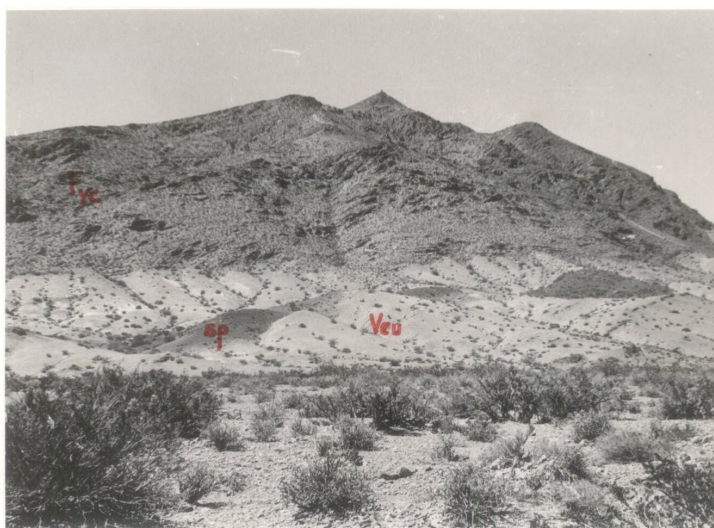
La Plata, 11 de Diciembre 1970

Al Dr. ...





a - Vacuidad eugeosinclinal. Vista del sector noroeste del Cordón Cortaderas, tomada hacia el Sur. Puede observarse, en tono claro, las rocas que componen la vacuidad eugeosinclinal (Veu), con cuerpos ultrabásicos (sp) profasamente distribuidos en su medio. Encima de la vacuidad aflora el flysch (Fyc) tipo Cordón Cortaderas.



b - Vacuidad eugeosinclinal. Flanco occidental del cerrillo Agua Escondida. La foto está tomada en dirección al Sudeste. Puede observarse las relaciones que presentan la vacuidad eugeosinclinal (Veu), en tono claro, filítica; los cuerpos ultrabásicos incluidos (sp) y las sedimentitas del flysch, en tono oscuro, parte superior de la vista, del tipo Cordón Cortaderas (Fyc). El límite es un plano neto de discontinuidad.



a- Cuerpos calcáreos a calcareo-dolomíticos (C), íntimamente relacionados con las rocas ultrabásicas serpentinizadas (sp) a las que se adosan lateralmente a modo de bordes y tabiques. Mina La Cortadera (talco).

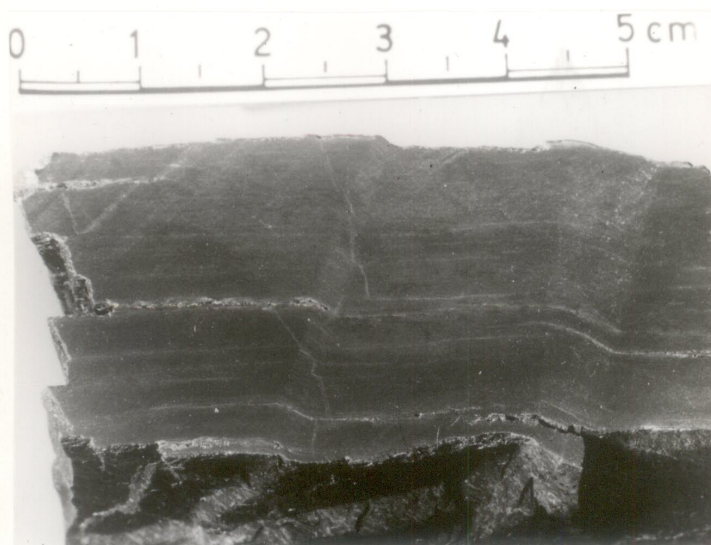


b- Vacuidad eugeosinclinal. Vista al noroeste del cerrillo Agua Escondida. Presencia de la vacuidad eugeosinclinal (Veu) cubierta mediante plano de discontinuidad litológica, por el flysch tipo Cerdón Cortaderas (Fyc). Se asocian los cuerpos ultrabásicos serpentinizados (sp) siempre en la vacuidad.





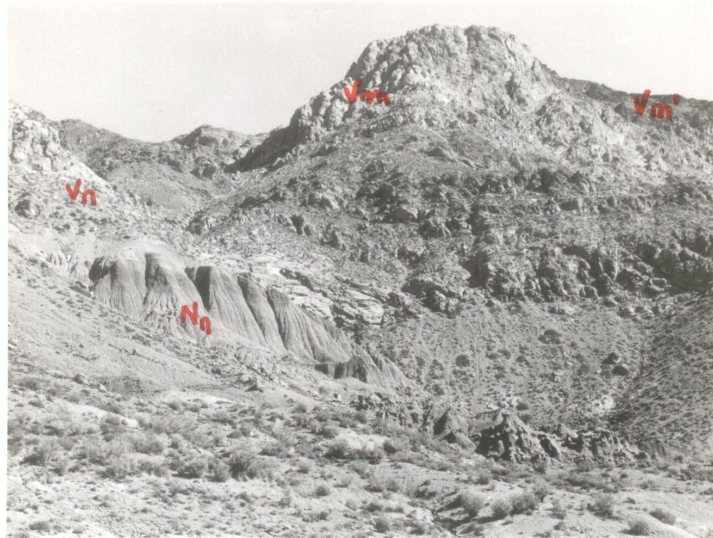
a- Lentes silíceos (ftanitas?). Presentes en medio de las filitas de la vacuidad eugeosinclinal. Foto tomada a la entrada del sector de minas de talco desde el Sur.



b- Filita de la vacuidad eugeosinclinal. Nótese la deformación sufrida.



c- Otra variedad de filita de la vacuidad eugeosinclinal. Con micropliegues y corrugaciones.



a- Vacuidad miogeosinclinal. Vista tomada inmediatamente al Sur del Puesto Los Alojamientos, con dirección al Noroeste. Puede observarse en la parte superior de la foto, a las calizas de la vacuidad miogeosinclinal (Vm), en parte finamente estratificadas (Vm'). Por debajo, en contacto de falla se le adosan masas volcánicas brechosas del Neóidico (Terciario), en parte dislocados (Vn). Completan la vista, en parte inferior de la misma, las sedimentitas neomolásicas terciarias (Nn).

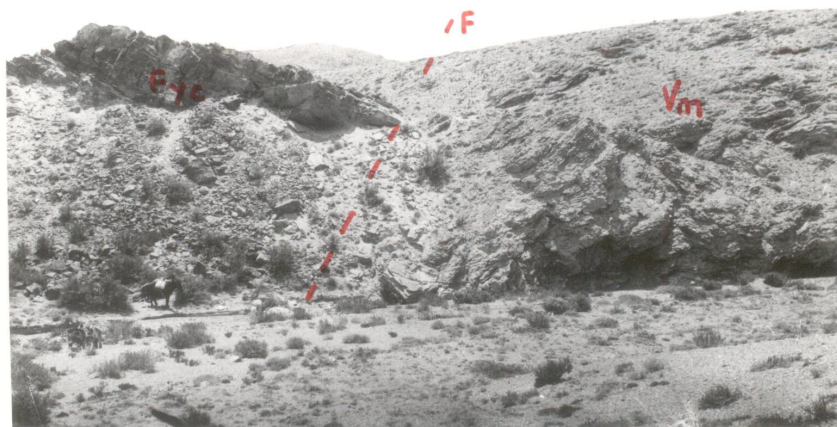


b- Vacuidad miogeosinclinal. Parte superior del Cordón del Alojamiento. Calizas de la vacuidad miogeosinclinal, masivas (Vm), en tono más oscuro, se destacan los calcáreos finamente estratificados. Vista tomada hacia el Sur.

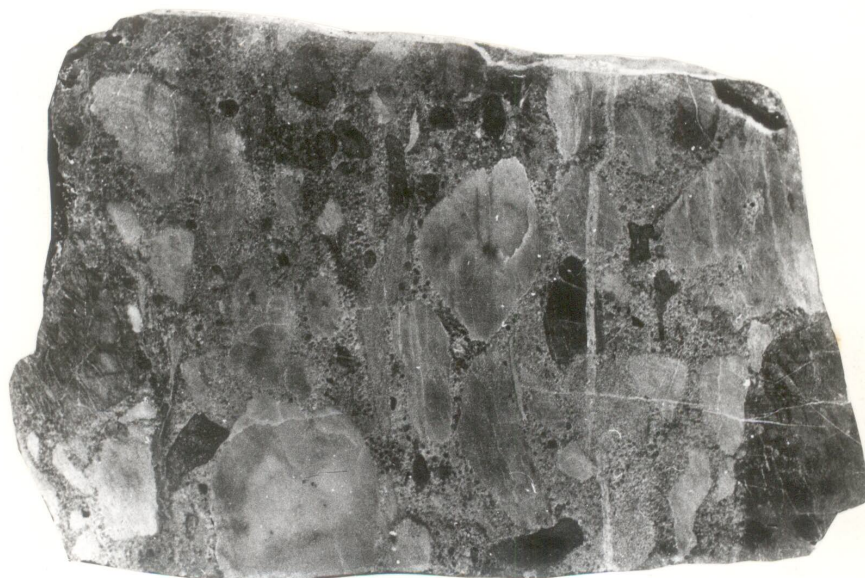




a- El Cordón del Alojamiento visto desde el flanco occidental. La porción más elevada del mismo está compuesto por calizas de la vacuidad miogeosinclinal (V<sub>m</sub>), a las que se le adosan, por falla, las sedimentitas del flysch negro, tipo Oeste Cordón del Alojamiento (F<sub>yn</sub>), con olistolitos calcáreos incluidos. En primer plano el pedimento cuaternario de la Pampa de los Pozos.



b - Fotografía tomada en la quebrada grande al Sudoeste del cerro Blanco. Obsérvese el contacto de falla entre las calizas de la vacuidad miogeosinclinal (V<sub>m</sub>) y el flysch tipo Cordón Cortaderas (F<sub>yc</sub>). Intensa acción tectónica en el plano de fractura.



Detalle, en superficie pulida, de las brechas de vacuidad (brechas intraformacionales) presentes en medio de las calizas masivas del Cordón del Alojamiento, al Norte del puesto homónimo. Obsérvese la presencia de clastos de caliza predominantes (tonos claros) y pedernal en menor cantidad (tonos oscuros), en matriz y cemento calcáreo. Su génesis es debida a la acción de la tectónica embrionaria.





a- Vacuidad miogeosinclinal. Vista tomada desde el Norte del cerro Blanco, compuesto íntegramente por calizas. Sobresale con pared escarpada al Este, sobre la Pampa del Pájaro Muerto.

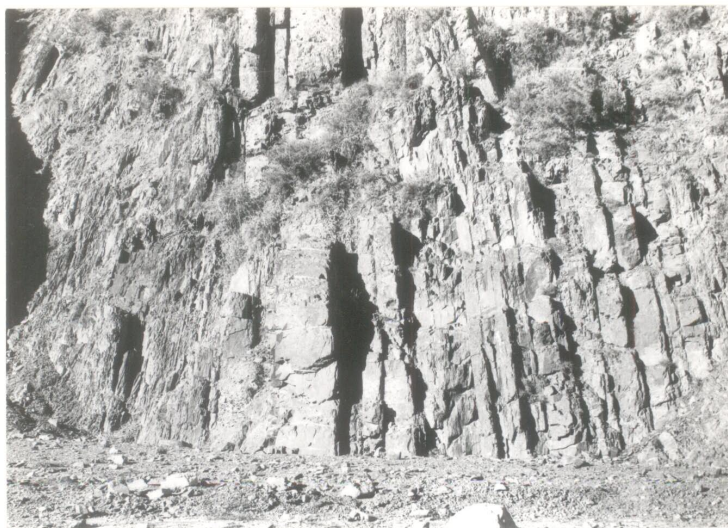


b- Vacuidad miogeosinclinal. Detalle del intenso plegamiento de las rocas calcáreas del afloramiento occidental de la vacuidad. Nótese la disarmonía marcada de los pliegues.



c- Fina estratificación que presentan en parte las calizas de la vacuidad miogeosinclinal. Siguiendo los planos de estratificación se observan venas de cuarzo de regular tamaño. La vista corresponde al afloramiento occidental de calizas.





a- Flysch tipo Villavicencio. Vista tomada en la quebrada del Salto. Obsérvese la estratificación rítmica de las grauwacas y lutitas de típico ortoflysch. Su posición subvertical es debida a la tectónica geosinclinal.



b- Flysch tipo Villavicencio. Típico traza de ortoflysch, pacífico-político. Vista tomada a la entrada de la quebrada del Salto.

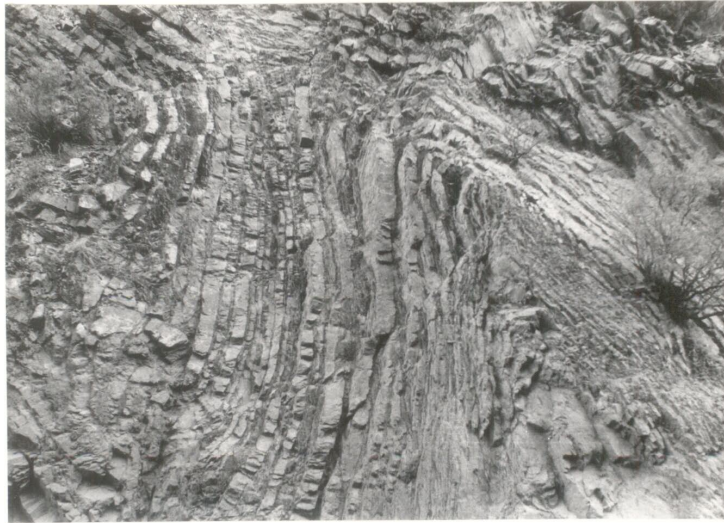


a- Flysch tipo Villavicencio. Con plegamiento notable. Vista tomada a la entrada de la quebrada del Salto.



b- Flysch tipo Villavicencio. Ligera predominancia psamítica dentro de la ritmicidad de ortoflysch. Quebrada del Camino.





a- Flysch tipo Villavicencio. Intenso plegamiento sufrido por las sedimentitas rítmicas. Formado por la acción de la tectónica geosinclinal. Quebrada de Riquiliponche.



b- Flysch tipo Villavicencio. Otra vista del plegamiento marcado presente en el ortoflysch. Obsérvese que algunos pliegues presentan las características de verdaderos "chevron". Quebrada de Riquiliponche.



a- Calcos de carga y flujo, dentro de las capas del flysch tipo Villavicencio. Quebrada del Salto.



b- Otros tipos de estructuras sedimentarias comunes en el ortoflysch tipo Villavicencio. Quebrada del Camino.





a- Estructuras sedimentarias tipo "pillow-sandstone" presentes en las capas psamíticas del ortoflysch de la quebrada del Salto.



b- Bloque caído en la quebrada del Camino, cercanías del Puesto El Manantial. Está constituido por un conglomerado, con clastos exclusivamente de cuarzo blanco en matriz grauváquica. Es probable su vinculación con el flysch.



a- Flysch rojo. El tipo corresponde al perfil del sector al Este de la quebrada de las Cuevas. Obsérvese el aspecto con brillo del relieve, derivado de la constitución mayormente pelítica y psamítica fina, y a la acción leve del metamorfismo dinámico. Dirección de toma al Este.



b- Nereites sp. Forma icnica extraída del flysch rojo. Se advierte la estructura meandrosa del problemático, único representante paleontológico en la secuencia de preorogénesis.



a- Detalle parcial del icnogénero Nereites sp.



b- Variedad de Nereites sp. con traza sinuosa.





a- Vista de la falda oeste del Cordón del Alojamiento. Lugar de mejor exposición del flysch negro tipo Oeste Cordón del Alojamiento, con olistolitos. La parte superior del cordón aludido, está compuesto por calizas de la vacuidad miogeosinclinal (Vm), la falda baja corresponde al flysch negro (Fn). Fotografía tomada hacia el Este.



b- Detalle parcial de un olistolito calcáreo. Nótese su forma alargada, coincidente con el rumbo Norte-Sur de las capas del flysch negro en que está incluido. Inmediaciones de la mina "Barrera". Fotografía tomada hacia el Sur.

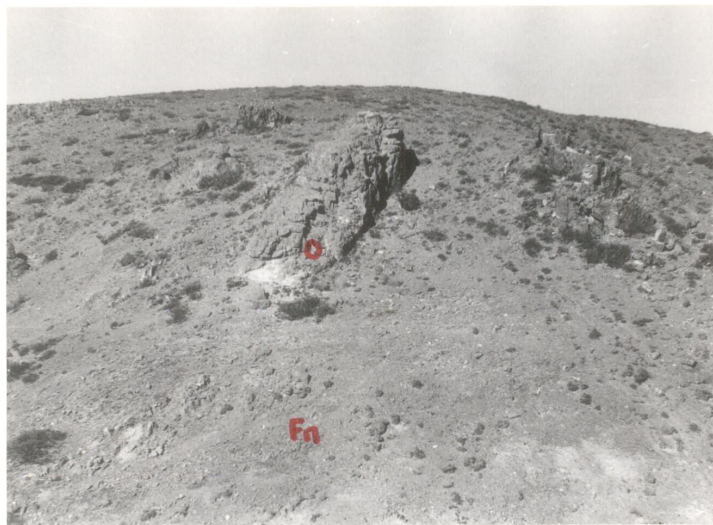


a- Flysch tipo falda Oeste Cordón del Alojamiento. Nótese la presencia de los cuerpos olistolíticos, (o) con formas aquilladas y concordantes con la roca de caja. Su vinculación es evidente con la vacuidad calcárea miogeosinclinal (Vm). En parte el flysch negro (Fn) tiene coloración verdosa en sus sedimentitas pelíticas. Vista tomada en dirección sur.

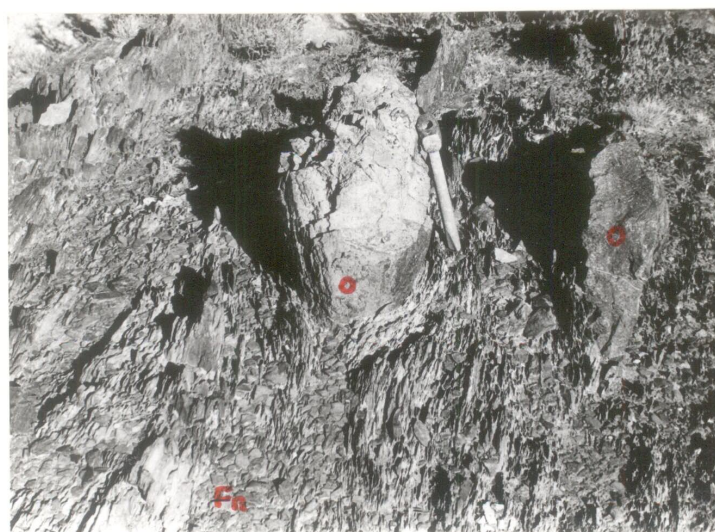


b- Vista de algunos de los grandes bloques calcáreos (olistolitos) presentes en el flysch negro de Los Alojamientos. Inmediatamente al Oeste del cerro homónimo.





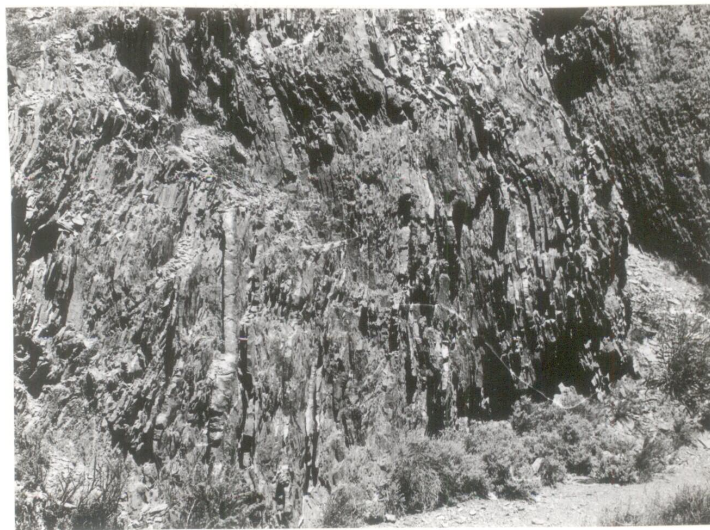
a- Olistolitos calcáreos (o) dentro del flysch negro (Fn), detalle en vista elevada. Su génesis es debida a la acción de la tectónica embrionaria. Sector occidental del Cerro Alojamiento.



b- Vista detallada de dos olistolitos calcáreos (o), en planta. Nótese su relación biconcordante con el flysch negro (Fn) que compone al efecto la roca de caja. Oeste del Cerro Alojamiento.



a- Mina "Barrera", compuesta por "alumbres" con caolín. Está emplazada dentro de las capas del flysch negro.



b- Vista de detalle de las capas psamíticas (cuarcitas) y pelíticas (blastopelitas) que componen el flysch negro de la falda Oeste del Cordón del Alojamiento. Obsérvese la dislocación sufrida por estas rocas. Inmediaciones de la mina "Barrera".





a- Vista de la neomolasa paleoídica (Triásico), al Este del Puesto Las Cuevas, entrada a la quebrada del Salto. Compuesta por areniscas, conglomerados (fanglomerados) de color rojo ladrillo, en parte con tonalidades amarillentas.



b- Neomolasa paleoídica (Triásico), frente al Puesto Los Alojamientos, típico cerro de color rojo, con buzamiento al Noroeste. En segundo plano a la izquierda vista parcial de las calizas del Cordón del Alojamiento.



a- La neomolasa paleoídica en facies psefíticas, al Norte de la quebrada del Salto. Notese la escasa inclinación del conjunto y la regularidad de la deposición clástica, de tipo fanglomerado.



b- Vista de los asomos neomolásicos triásicos de la quebrada del Rancho Viejo. La sucesión se caracteriza por estar integrada por psamitas rojas y amarillentas que pertenecen a niveles situados por encima del fanglomerado ilustrado en la figura precedente.





a- Nordeste del Puesto Las Cuevas. La neomolasa, compuesta por psamitas terrígenas rojizas, de estratificación subparalela, aflora cortada por planos de diaclasas claramente removidas.

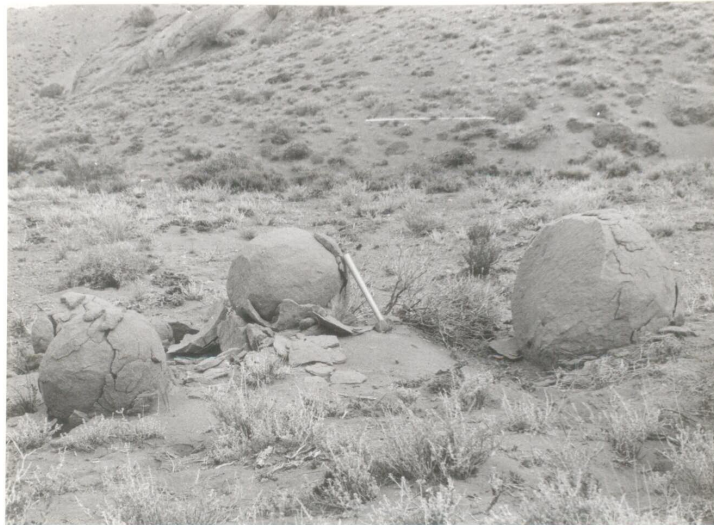


b- En primer plano, psamitas rojizas de la neomolasa paleoformica; en plano intermedio la vacuidad mio-geosinclinal calcárea del Cordón del Alojamiento; al fondo las cumbres de la Sierra de Tontal. Vista tomada hacia el Nornoroeste, en el flanco noroccidental del cerro del Cielo.





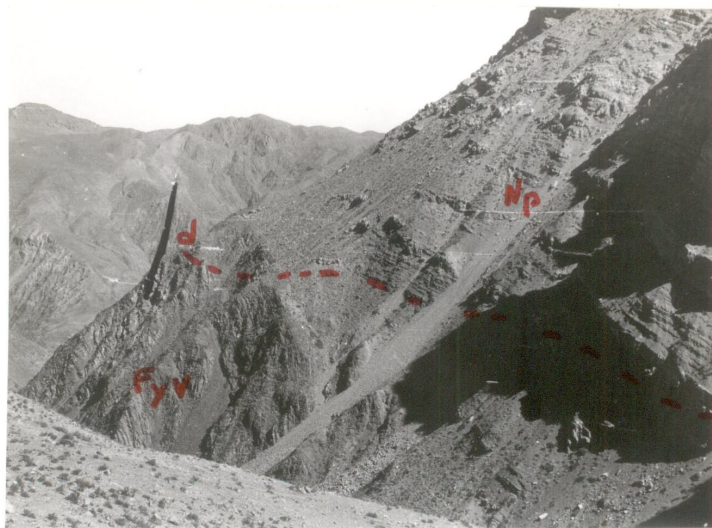
a- Depósitos fanglomerádicos de la neomolasa paleo-  
ídica, en la quebrada del Salto. El color es rojo  
ladrillo casi constante.



b- Erosión esferoidal presente en las sedimentitas  
psamíticas de los niveles superiores de la neomola-  
sa paleoídica (Triásico).



a- Detalle del conglomerado que forma los estratos basales de la secuencia triásica, al Este del Cerro del Cielo (Cerro Colorado). Se observan clastos de vulcanitas ácidas predominantes, en menor proporción clastos de cuarzo (tonos claros). Notese el redondeamiento de los mismos.



a- Contacto entre la neomolasa paleoídica y el flysch tipo Villavicencio (Fvy) que forma el núcleo del cerro del Cielo. Vista tomada en la quebrada del Manantialito. La neomolasa (Np) está formada por areniscas y pelitas rojizas, bien estratificadas. La discordancia angular que separa ambos conjuntos es bien marcada. (d).

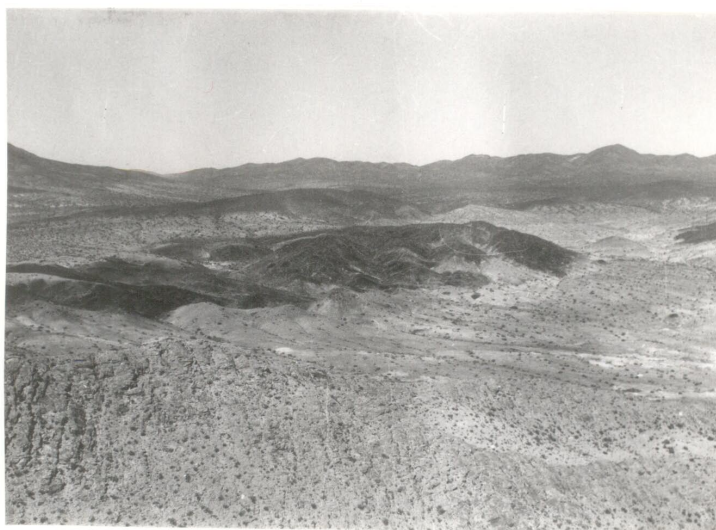


b- Vista tomada hacia la quebrada del Paramillo, desde el Puesto Los Alojamientos. La neomolasa paleoídica (Np) buzando al Oeste con  $25^{\circ}$ - $30^{\circ}$  se pone en contacto (por ~~fila~~) con la correspondiente al tiempo neofídico (Terciario) (Nn). En la parte superior izquierda de la vista, se observa a las calizas de la vacuidad miogeosinclinal (Cordón del Alojamiento), que asoman en parte yuxtapuestas sobre la neomolasa neofídica.





a- Campo ofiolítico de la zona de La Cortadera. Las "rocas verdes" se distinguen nítidamente en el paisaje sustituyendo en el mismo el dominio de las rocas filíticas (Formación Bonilla) que presentan tonos claros de conjunto. Vista tomada hacia el Sur.



b- Vista de las ofiolitas (serpentinitas) en Agua de las Cortaderas, a unos 3 km al Sur del área fotografiada anteriormente. Las rocas simaicas sobresalen escasamente en el relieve en el cual son características por sus colores densamente oscuros.



Vista aérea de la zona de minas de talco de La Cortadera. Obsérvese como se distinguen netamente las ofiolitas (o) serpentinizadas en su mayor parte, de su caja filítica (Veu). Los cuerpos ultrabásicos son alargados en su rumbo y de formas acuminadas. Completan la fotografía aérea, las vulcanitas andesíticas del Terciario (Vneo) y el flysch tipo Cordón Cortaderas (Fyc). La parte más elevada del relieve lo conforma el cerro Cortaderas.





a- Masa ofiolítica expuesta aisladamente en medio de las filitas de tono claro (Formación Bonilla) que domina en el relieve local. Sector del cerro Cortaderas.



b- Otro afloramiento aislado de serpentinitas en el área al Oeste del Cerrillo Agua Escondida. En primer plano las filitas de su caja (Formación Bonilla) y las rocas del flysch al fondo conformando el Cordón de las Cortaderas.



a- La neomolasa neofídica sobre la quebrada del Rancho Viejo (Los Alojamientos) en toma hacia el poniente y en plano intermedio. Se trata de las sedimentitas terciarias, coronadas por las brechas y aglomerados volcánicos de la misma época. Al fondo la Cordillera Frontal, Cordillera del Tigre.



b- Vista al Sur del Puesto Las Cuevas. Sedimentitas neomolásicas del Terciario (Nn) en relieve de bad lands, en detalle. La parte alta de los afloramientos se componen de los aglomerados y brechas andesíticos (Vn).





a- La base de las sedimentitas neólicas del tipo "Calchaquí" al Sur del Puesto Los Alojamientos. Nótese la acción de la deflación. A la derecha y en la porción alta las brechas y aglomerados andesíticos terciarios.



b- Vista en pormenor detallado de las brechas andesíticas que representan en el área del Puesto Las Cuevas al vulcanismo neólico. Todos los clastos son de andesitas, la matriz es solidaria.



a- Vista tomada a 3 km al Sur del Puesto Las Cuevas. Obsérvese el contacto por falla entre la neomolasa paleoídica (Triásico) y la correspondiente a la superposición neoídica (Terciario), al Este de la quebrada de las Cuevas. La neomolasa triásica en facies de Fanglomerado Río Mendoza (Np) se encuentra ligeramente flexionada en el contacto de falla, por debajo de la neomolasa neoídica (Nn).



b- Detalle parcial de las rocas volcánicas que componen la coronación de las sedimentitas neomolásicas terciarias. Se trata de mantos de tobas cristalinas andesíticas y brechas de la misma composición. Se disponen en discordancia erosiva (de) sobre las facies "calchaquíes" (Nn). Las tobas y brechas (Vn) andesíticas buzan al Oeste con ángulos de 30° a 35°.





a- El Terciario neomolásico recubierto por el Cuaternario (derecha) en nítida posición discordante; vista al Sur del Puesto Los Alojamientos.



b- Norte de la Pampa Fría. Los depósitos cuaternarios, en flexión de plegadura debido a fenómenos neotectónicos; son psefitas (brechas) de la más diversa procedencia.